

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

*

SZERKESZTI:
DOMBAI TIBOR

V. KÖTET, 4. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1956

Felelős szerkesztő:
DOMBAI TIBOR

Szerkesztő bizottság:
DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. FACSINAY LÁSZLÓ, KILCER GYULA,
OSZLACZKY SZILÁRD

Szerkesztő:
BUDAY TIBOR

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő:	Papíralak: 70x100	Azonossági szám: 708
Hegedűs Ernő	Ívterjedelem: $4 \frac{1}{8}$ (A/5)	Megrendelve: 1956. IX. 17.
	Ábrák száma: 6+3 db. mell.	Imprimálva: 1957. III. 19.
	Példányszám: 700	Megjelent: 1957. III. 30.
Ez a könyv az MNOSZ 5601—54 és MNOSZ 5602—50 A szabványok szerint készült		

1970. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi u. 28.
Felelős vezető: Vértess Ferenc

E. ANNAU AND K. POSGAY
AGITATION OF THE SOIL

Microseismic vibrations observed at the surface of the ground are characterizing the quality of covers and the depth of basement-rocks. Authors propose the systematic observation of the agitation of the soil what may become, in a favorable case a new geophysical prospecting method similarly to the gravitational and telluric methods or even faster and cheaper.

A TALAJNYUGTALANSÁG
ANNAU EDGÁR és POSGAY KÁROLY

BEVEZETÉS

A geológia és a geofizika feladata a Föld és szilárd kérgének megismerése. Az alkalmazott geofizika módszerei közül azok a legolcsóbbak, melyeknél nem szükséges mesterséges hatás létesítése. Ezek a mérések egyszerűbbek s nagyobb területek gyors, áttekintő felvételére alkalmasabbak. Ezért előnyös olyan módszerek bevezetése és széleskörű alkalmazása, melyek a fenti kívánalmaknak jobban megfelelnek. Egy ilyen módszer lehet az is, mely a talajnyugtalanság regisztrálásán alapszik.

Általános rész

A Föld felszínén állandó jellegű nyugtalanságot észlelhetünk. Ezeket a rezgéseket kezdetlegesen osztályozásban két nagy csoportba sorolhatjuk.

I. Kontinentális jellegű nyugtalanság. Keletkezése a tengerek hullámverésével (1., 2.) vagy ciklonok fellépésével (2.) hozható összefüggésbe. Ezeknek a rezgéseknek határozott évi és alig felismerhető napi periódusuk van.

II. Helyi jellegű nyugtalanság (3., 4., 5.), melynek erőssége percenként, óránként és naponként változik. Ezeket a rezgéseket a közlekedés, a szél, a talaj egyenlőtlen felmelegedése és megfagyása, vízesések és működő gépek stb. okozzák.

Nagy területek gyors, áttekintő megismerésére valószínűleg csak a kontinentális jellegű rezgések alkalmasak. Ezeket a mikroszeizmikus rezgéseket eddig még nem alkalmazták a földkéreg megismerésére. Megfigyeléseink, továbbá a szeizmológiai és alkalmazott szeizmológiai iro-

A kézirat 1955. november 18-án érkezett be.

dalom alapján javasoljuk egy új, a „mikroszeizmikus kutatómódszer” alkalmazását, mely lehetővé teszi a földkéreg szerkezetének megismerését.

A kőzetek a mikroszeizmikus rezgések terjedése szempontjából három csoportba sorolhatók.

1. Sziklakőzetek, melyekben a rezgések elnyelődése aránylag kicsi (mészkő, dolomit, metamorfkőzetek, gránit, andezit stb.).

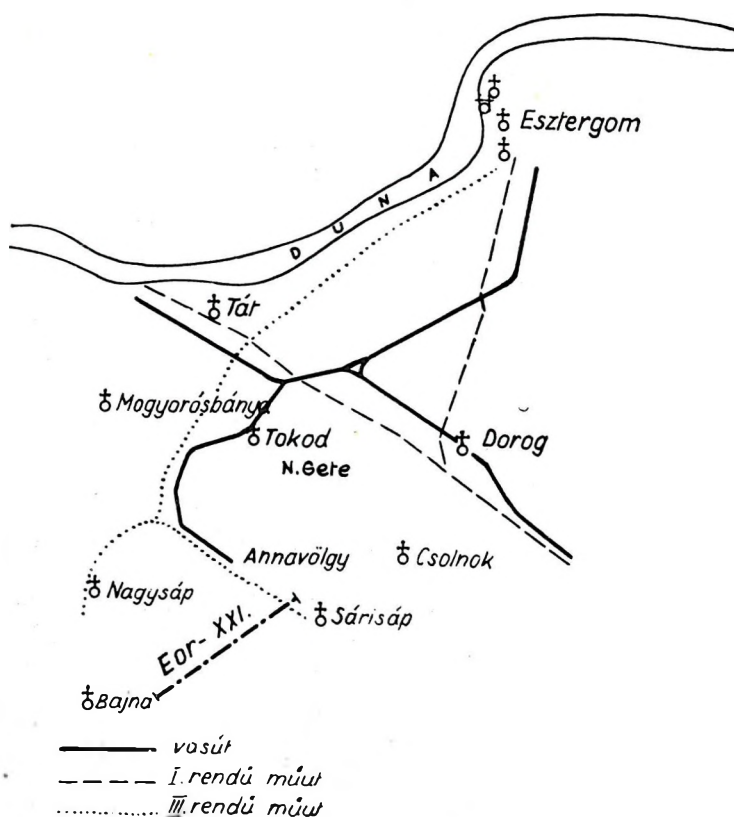
2. Fiatalabb üledékes kőzetek, melyekben a rezgések elnyelődése aránylag nagy (agyag, márga, homok, kavics, lösz stb.).

3. Berezgésre hajlamos felszínközeli talajok, melyekben a rezgések amplitudója nagyobb lehet mint az alattuk levő sziklakőzetekben (vízzel telített kavics, homok, esetleg sziklakőzetek mállott zónája).

Az új kutatómódszer alapját a kőzeteknek ily eltérő viselkedése adja.

Mérési eljárás

Az esztergomi szénmedencében 1955-ben végzett szeizmikus refrakciós méréseknél olyan nagy erősítést használtunk, hogy a talajnyugtalan-



1. Esztergom – Tát – Nagysáp – Sárisáp-i terület térképvázlata.

ságot minden helyen regisztrálni tudtuk. Néhány szelvényünk mentén rendszeresen feljegyeztük néhány kiválasztott csatornának azt az erősítési mértékét, melynél a galvanométerek fényének kitérése a vetítő ernyőn 2—3 mm volt.

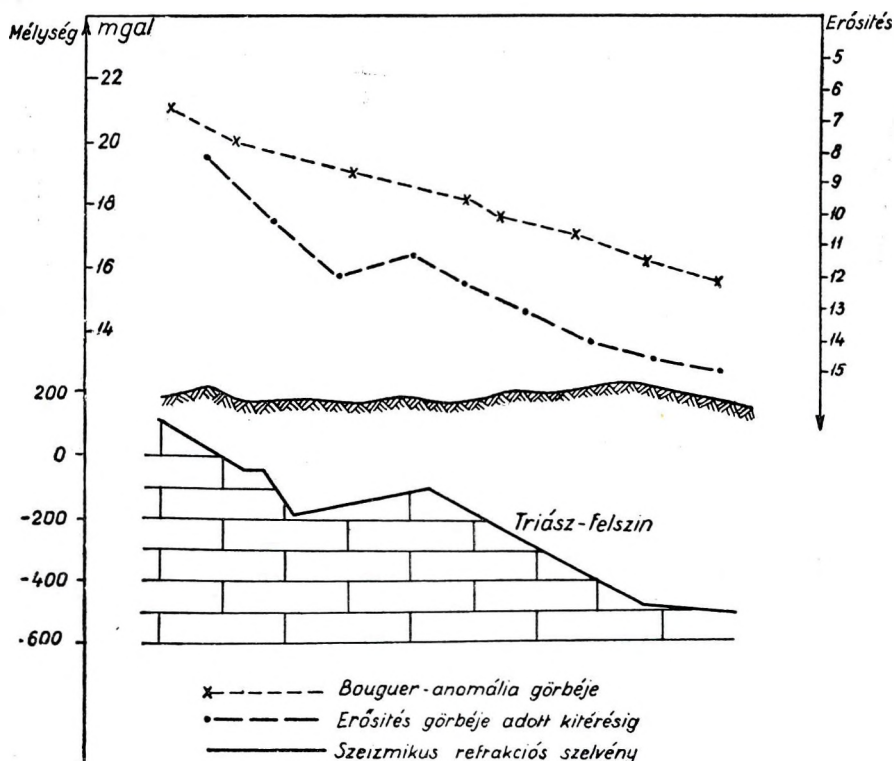
Mérési eredményeink

Mérési területünk a megfigyelt mikroszeizmikus rezgések szempontjából két részre osztható (1. rajz).

A) Az Esztergom—Tát—Tokod—Dorog helységek által határolt területen nagy talajnyugtalanosságot észleltünk. Ennek oka a területen folyó kiterjedt ipari tevékenység lehet, szerepet játszhat azonban az óholocén Duna felszín közelében levő, vízzel telített — tehát valószínűleg berezgésre hajlamos — homokos-kavics rétegösszlete is. Eddigi méréseinkből nem tudtuk eldönteni, hogy melyik tényező hatása érvényesült jobban.

B) A Nagysáp—Sárisáp-i területen az észlelt talajnyugtalanosság már jóval kisebb volt.

Ezen a területen az alaphegység felett eocén és oligocén agyag és márga, pleisztocén lösz és holocén lerakódások találhatók, tehát olyan képződmények, melyekben a rezgések elnyelődése aránylag nagy.



2. ábra. Eor XXI. vonal azonos galvanométer-fénykitéréshez tartozó erősítésgörbéje, szeizmikus refrakciós és gravitációs szelvénye.

A Nagysáp—Sárisáp-i területen végzett megfigyeléseink értékesek voltak. Azokban a szelvényekben, melyek közutakat nem kereszteztek, annál nagyobb erősítést kellett alkalmaznunk a galvanométerfények már említett nagyságú kitérésének eléréséhez, minél mélyebben feküdt az alaphegység, vagyis minél nagyobb volt a rezgéseket erősebben elnyelő fedőréteg vastagsága. Ez viszont azt jelenti, hogy annál kisebb a talajnyugtalanság, minél mélyebben fekszik az alaphegység. A 2. rajzon az Eor XXI. vonal azonos galvanométer-fénykitéréshez tartozó erősítés görbáját, vagyis a triasz alaphegységnek a talajnyugtalanság alapján meghatározott kontúrját, a szeizmikus refrakciós szelvényt és a gravitációs szelvényt (az 1954. évi mérések alapján szerkesztettük meg) tüntettük fel. A szelvények egyezése igen jónak mondható.

Következtetések és javaslatok

A Nagysáp—Sárisáp-i területen végzett megfigyeléseink alapján valószínűnek látszik, hogy kedvező körülmények között a talajnyugtalanság megfigyelésével az alaphegység lefutására következtethetünk.

Elméleti megfontolások alapján várható, hogy a felszinközeli rétegekre jellemző egyéb adatokat is ad a talajnyugtalanság megfigyelése.

Szükséges tehát az eljárás alkalmazási lehetőségeit megvizsgálnunk és kedvező eredmények esetén mérési módszerként bevezetnünk, mert az ajánlott eljárás — annál is inkább, mert természetes hatást használ fel — rendkívül gyors és olcsó lenne.

A kísérletekhez szükséges berendezés két egyforma, könnyen előállítható (aktatáskában szállítható) műszerből állana: szeizmométer, telepes erősítő szűrővel, telepes csővoltmérő és egyszerű hitelesítő berendezés. Az egyik műszerrel egy bázisállomáson regisztrálnánk a talajnyugtalanyságot, a másikkal pedig végeznénk a terepméréseket.

I R O D A L O M

1. G. A. Schultze: Natürliche Bodenunruhe.
2. Simon B.: A földrengések. Bp. 1943. — 113. old.
3. R. Köhler: Harmonische Schwingungen des Untergrundes. Zeitschrift für Geophysik. 1930. — 123. old.
4. Förtsch: Ableitung des von der Frequenz unabhängigen Absorptionskoeffizienten aus Maschinenschwingungen. Zeitschrift für Geophysik. 1940. — 57. old.
5. Lányi J.: Gépjárművek által okozott útrezgések mérése szeizmikus mérőeszközökkel. Geofizikai közlemények. III. kötet, 8. szám. — 107. old.

G. BARTA:

ABOUT THE PERIODIC VARIATION OF THE GRAVITY FIELD

Author — in the first part — calls the attention to the possibility of inferring the past variations of the gravity field from the variation of the annual averages of sea level to. By means of interpretation of the series of maregraph data concerning the whole Earth it is possible to determine even the movement of the Earth's core in comparison to the crust.

In the second part the author estimates the gravitational variation caused by the migration of the masses in connexion with the meteorological phenomena to be 0,1 mgal in the extremity.

A GRAVITÁCIÓS TÉR IDŐBELI VÁLTOZÁSÁRÓL

Írta: BARTA GYÖRGY

A geofizikai év folyamán a Föld néhány pontján a gravitációs tér időbeli változását nagy pontossággal fogják mérni. Ez ad alkalmat a gravitációs tér feltételezett évszázados változásával kapcsolatban néhány gondolat felvetésére és az időjárási folyamatok által okozott gravitációs változások várható nagyságrendjének megbecsülésére.

1. A gravitációs tér évszázados változásáról

Brouwer 1952-ben megállapította, hogy az utolsó évszázadban a Föld forgássebességének kb. 50 év periódusú, tekintélyes *löktenése észlelhető* [4]. Az energiamegmaradás elve alapján a Föld forgási energiáját állandónak tekinthetjük, a forgás szögsebességének periodikus változását a tehetetlenségi nyomaték periodikus változása okozhatja.

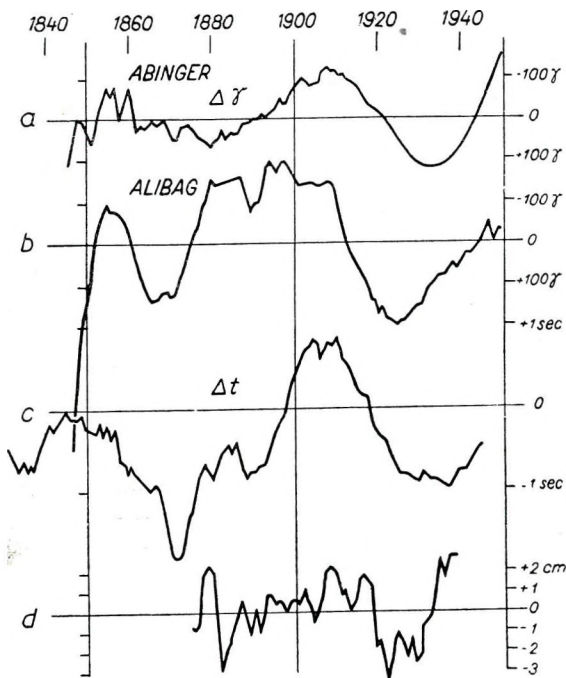
A Föld tehetetlenségi nyomatéka csak úgy változhat periodikusan, ha a forgási tengelyhez viszonyított *tömeg elrendeződése periodikusan változik*. Nagyméretű tömegátrendeződéseket okoznak a légkör és az óceánok áramlásai. Ezeknek a tömegmozgásoknak 1 éves periódusuk van. Valóban a Föld forgássebességének is van egy éves periódusa.

Ennek amplitúdója és fázisa jól magyarázható az atmoszféra és hidroszféra évi tömegátrendeződésének hatásával [6; 7]. Vestine szerint azonban a jóval nagyobb amplitúdójú Brouwer-periódus magyarázatára ezek az óceáni és légköri tömegátrendeződések nagyságrendileg nem elégségesek, nem tekintve azt, hogy ezeknek a mozgásoknak nincs 50 éves periódusuk. A *tömegelmozdulásnak* tehát a Föld kérgében, vagy belsejében

A kézirat 1956. március 22-én érkezett be.

kell bekövetkeznie. Vestine szerint a földmágneses teret létrehozó földmag mozdul el. Ez a mozgás okozza a Föld tehetetlenségi nyomatékának megváltozását és mágneses terének évszázados változását is [7].

Valóban a földmágneses tér évszázados változásának a szerző által kimutatott 44 éves periódusa elég közel áll a Brouwer-periódushoz. Az évszázados változás ugyancsak a szerző által kimutatott *longitudinális*



1. ábra.

a—b A földmágneses tér évszázados változásának longitudinális effektusa az abingeri és alibagi obszervatóriumokban; c a Föld forgásebességváltozásának Brouwer-periódusa; d a tengerszint változása Velencében (hármás bloxamálással.)

hulláma ellentétesen párhuzamos a Brouwer-hullámmal [2: 4] (a longitudinális hullámnak 1910 körül minimuma, 1930 körül pedig maximuma, a Brouwer-hullámnak pedig 1910 körül maximuma és 1930 körül minimuma volt) (1. ábra). Ha a Brouwer-periódus a Föld magjának elmozdulásával kapcsolatos, akkor ez a tömegeltolódás okozhatja a hasonló periódust a mágneses tér változásában is. Az eddigi gondolatmenet mintájára feltételezhetjük, hogy a Föld forgásebességének változásában valószínűleg jelentkeznie kell a mágneses évszázados változás főperiódusának is. Továbbá arra is következtethetünk, hogy ha a hosszú periódusú mágneses változások a Föld magjának elmozdulásával, tehát tömegátrendeződésekkel járnak, akkor szükségképpen a gravitációs térnek is hasonló periódusban kell változnia.

Ennek az elgondolásnak döntő bizonyítéka lenne, ha a gravitációs térben is észlelnénk hasonló periódusú évszázados változásokat. Sajnos, hosszú időre visszanyúló, kellő pontosságú gravitációs észleléssorozatokkal nem rendelkezünk, ezért ezen az úton a kérdést eldönteni nem lehet. Rendkívül fontos volna tehát, a mágneses térhez hasonlóan, a gravitációs tér évszázados változására vonatkozó rendszeres adatgyűjtést is megkezdeni.

Ez a feltételezett gravitációs változás a Föld mélybeli folyamatai szempontjából sokkal egyszerűbben lenne értelmezhető, mint a mágneses. A gravitációs változás oka csak tömegelmozdulás lehet, viszont a mágneses hatóra vonatkozóan jelenleg — de valószínűleg még hosszú ideig — csak

feltevéseket tehetünk. A mágneses térvektor sokkal változékonyabb, mint a gravitációs. Menetét különböző rövidperiódusú változások mellett háborgások is tarkítják. Ezek miatt a véletlen jellegű változások miatt a mágneses tér időbeli változása nagyon bonyolult.

Ezzel szemben a gravitációs tér változásának az égitestek mozgásából származó részét szabatosan meghatározhatjuk. A földfelületi, vagy a felület közelében lejátszódó anyagmozgásokat (talajvízszint ingadozásokat, eróziós tömegelmozdulásokat, vagy emberi tevékenységgel, pl. bányászkodással kapcsolatos változásokat) közvetlenül észlelhetjük és hatásukat figyelembe vehetjük. A földrengésekből és vulkanikus tevékenységből származó tömegelmozdulásokon kívül a szilárd kéreg mélyebb rétegeiben egyéb nagyméretű tömegelmozdulásokat nem tételezhetünk fel. A gravitációs változásokat okozó tömegelmozdulásokat tehát egyértelműen a szilárd kérgen belüli tömegmozgásokra korlátozhatjuk.

Rá kell mutatni azonban az előnyök mellett a méréssel járó nehézségekre is. A gravitációs tér a Föld felületén lejátszódó makroszkopikus folyamatokra döntő hatással van. Irányának észlelésére külön szervvel rendelkezünk. Ennek következtében szemléleti megszokásból, minden irányt elsősorban a nehézségi gyorsulás irányához viszonyítunk. Ez a szemléleti mód természetesen a vektor időbeli változására már nem alkalmazható. A vízszintes irányú változásvektor ugyanolyan tudományos érdekességű, mint a függőleges. A vektorjelleg szerinti vizsgálat szükséges, mert így a jelenségnek teljes képe alakul ki, de az elvi és műszerteknikai nehézségek is fokozottan jelentkeznek.

A gravitációs tér változását egy egyszerű rugósmérleggel is ki lehet mutatni. Ezt a módszert a korszerű graviméterekben valóban nagy pontosságúvá fejlesztették. Az eljárás hátránya azonban, hogy hosszú idő alatt a rugó rugalmas tulajdonságai annyira megváltoznak, hogy a mérést lényegesen befolyásolják. A regisztrálási szint meghatározására ezért időnként feltétlenül abszolút ingamérést kell végezni. Ennek pontossága azonban ilyen kis változások kimutatására még mindig nem elegendő.

A gravitációs tér változásának nehezen megoldható mérésével tehát a mélybeli változások okát és terjedelmét szabatosan vizsgálhatnánk, mint a sokféle okra visszavezethető, de könnyebben mérhető mágneses változásokkal. Ezért megkísérelünk körvonalazni egy eljárást, mellyel a gravitációs tér időbeli változását az említett nehézségek megkerülésével kellő pontossággal meg lehetne határozni.

A gravitációs tér megváltozásával a gravitációs tér nívófelületeinek alakja és sűrűsége is megváltozik. Ezt a nívófelületváltozást felhasználhatjuk a gravitációs tér változásának nagy pontosságú mérésére. A felsőrendű szintezések pontossága igen nagy és ajánlható, hogy a gravitációs tér időbeli változásainak helyi eltéréseit szintezéssel határozzuk meg.

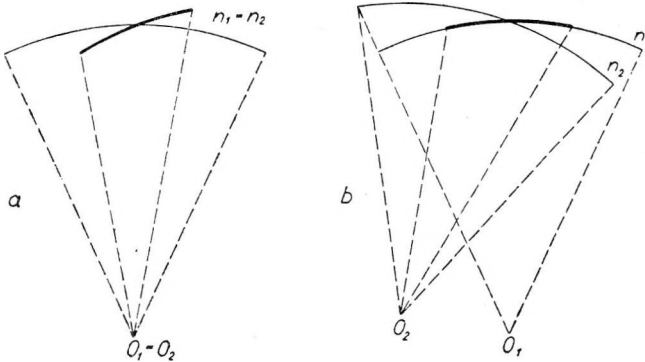
Régen ismeretes, hogy a szintezési pontok egymáshoz viszonyított magassága időben változik. A változást általában a földkéreg különböző elmozdulásaival szokták magyarázni [3]. Ezzel a felfogással szemben fel szeretném hívni a figyelmet arra, hogy ugyanezt az effektust a nívófelület megváltozása is eredményezheti.

A 2. ábrán két szélsőséges esetet szemléltetünk.

1. A szintezési vonal elmozdulását teljesen a kéreg elmozdulása okozza. (A változás okát a földkéregbe lokalizáljuk.)

2. Az észlelt változást a nívófelület megváltozása okozza. (A változás okát a földkéregből a Föld belsejébe helyezzük át.)

Világos, hogy mindkét esetben megváltozik a szintezési pontok egymáshoz viszonyított magassága, a gravitációs tér erőssége a szintezési



2. ábra.

A szintezési pontok viszonyított magasságának megváltozása. *a* A kéreg mozdul el a nívófelülethez viszonyítva. *b* A nívófelület mozdul el a kéreghez viszonyítva. O_1 és O_2 a Föld tömegközéppontja t_1 és t_2 időpontokban, n_1 és n_2 a gravitációs tér nívófelülete t_1 és t_2 időpontokban.

vonal mentén és az észlelési pontok távolsága a Föld tömegközéppontjától.

Egyidejűleg végzett szintezéssel és gravitációs méréssel nem dönthető el, hogy a változást milyen mértékben okozzák az egyes folyamatok külön-külön, bármilyen pontosan végezzük is el ezeket a méréseket. Könnyű azonban belátni, hogy a két folyamatot létrehozó ok jellegében mégis mélyreható különbség van és ez a különbség feltétlenül megérdemli, hogy részletesen vizsgáljuk. Nagyon valószínű, hogy az észlelt változást a két folyamat közösen okozza.

A két jelenségtípus elvi elkülönítése lehetséges a jelenségek általános és helyi jellege alapján. Az egész Földre kiterjedő vizsgálat eredményeiben mutatózó változások általános jellegű részét inkább a Föld belsejében végbemenő folyamatok okozhatják, az általánosra rátevődő önálló, helyi jellegű változások pedig inkább a Föld kérgében és a felületen végbemenő folyamatokkal magyarázhatók. A vizsgálatot nem lehet közvetlenül az egész Földre kiterjeszteni, mert a szárazföldek a Föld felületének csak kis részét teszik ki. Általánosító törekvéseinkben azonban a gravitációs tér változásával kapcsolatos másik jelenség is segítségünkre lehet.

A tengerparti mareográf állomások adataiból ismeretes, hogy a tengerpart egyes helyeken emelkedik, más helyeken pedig süllyed. A mozgás által okozott változás nagy jelentőségű. Salernótól délre, Olaszország-

ban ismeretes egy ókori templom, amely jelenleg mélyen a tenger szintje alatt van. Nyilván nem oda építették, hanem az idők folyamán borította el a tenger. Hasonlóképpen Hollandiában ismerjük falvak neveit, amelyek helyén ma tenger hullámszik, pedig a középkorban még virágzó emberi települések voltak. Hasonló változásokat az újabbkori mérések is sok helyen megállapítottak. (Skandinávia emelkedik, Anglia déli része és Hollandia süllyed, Kanada emelkedik, az Amerikai Egyesült Államok süllyed) stb. [5]. Rendkívül fontos volna a jelenség mechanizmusához közelebb férkőzni.

A jelenséget általában azzal magyarázzák, hogy a kontinensek izosztatikussá egyensúlyra törekszenek. Az erre vonatkozó vizsgálatokban legtöbbször a tengerszint magasságát veszik állandónak. Az összefüggő óceánok vize kitölti a Föld felületének horpadásait és felszíne igyekszik elfoglalni a térfogatának megfelelő legalacsonyabb szintfelületet. Az óceánok felszíne a szárazföldekhez viszonyítva annyira túlnyomó, hogy ha pl. az egész eurázsiai kontinens 1 m-t süllyedne, akkor a tengerszint csak mintegy 15 cm-t emelkedne. Látható tehát, hogy amíg a Föld összes vízmennyisége állandónak vehető és a szárazföldek aránya az óceáni medencékhez nem változik lényegesen, addig az óceánok felszínének magassága sem változhat meg. (A sarkvidékek hósapkájának mennyiségét ebben az elgondolásban állandónak vettük.) [1].

Az eddigiekkel szemben azonban meg kell állapítanunk, hogy a nagyon állandónak tekinthető közepes tengerszintmagasság igen erősen függ a gravitációs tér évszázados időbeli változásától. Ha a gravitációs tér a Föld tömegközéppontjának a kéreghez viszonyított elmozdulása következtében egy ponton 0.01 mgal-lal megnő, akkor ott a gravitációs tér vívfelülete a Föld felszínén 3 cm-rel emelkedik. A tenger szintje a gravitációs tér szintfelületének alakváltozásait követi. A szilárd kéreg a változást kevésbé követi, benne feszültség lép fel. A partvonal mentén a kétféle változás különbségét nyilvánvalóan észlelni lehet. Ez lehetőséget nyújt arra, hogy szintezésekkel a szárazföldön végrehajtható vizsgálatot az óceánok területére is kiterjesszük, csak sok mareográf állomást kell felállítani a tengerpartokon és óceáni szigeteken.

A kéreghez viszonyított, egy évre átszámított tengerszintváltozásokat, valamint szintezéssel a kontinensek területére kiterjesztett vívfelület változásokat térképen feltüntetve megkaphatjuk az egyenlő változások izogörbéit [3]. Ilyen, az egész Földre megszerkesztett térképekből következtetni lehetne a tömegközéppont kéreghez viszonyított vándorlásának irányára és sebességére.

A matematikai függvényből számított átlagos szintváltozást a valóban mért változásokból levonva, az anomáliák fogalmához teljesen hasonló fogalomképzéssel kapnánk meg a helyi változásokat. Ezek a változások a kéregmozgásokra és a kéreg alatt a köpenyben végbemenő tömegáramlásokra vezethetők vissza.

A tengerszintváltozás egész Földre kiterjesztett vizsgálatával tehát megállapíthatnánk a tömegközéppont kéreghez viszonyított mozgásának átlagos értékét, a kéreg egyes darabjainak a tömegközépponthoz viszonyított elmozdulásait és a köpenyben esetleg beálló tömegáramlásokat.

A tenger szintjét természetesen a meteorológiai elemek és az áramlási viszonyok alakulása is befolyásolhatja. Ezek a változások többnyire szintén helyi jellegűek, mint a kéregmozgások és vizsgálatukat azokhoz hasonlóan kell végezni.

Az elgondolás alapján képet kaphatnánk az egész Földre vonatkozóan a gravitációs tér időbeli változásáról és annak sajátosságairól, közvetlen gravitációs abszolút és relatív mérés nélkül is. Várható továbbá, hogy a földmag mozgásának feltételezett 50 év körüli periódusa a tengerszint évi átlagértékeinek sorozataiban is felismerhető lesz. Valóban több, hosszú ideje működő mareográf állomás adatsorozataiban felismerhető egy 50 év körüli periódus nyoma. A jelenséget vizsgálat alá vettük és az eredményeket később közölni kívánjuk.

2. A meteorológiai folyamatok gravitációs hatásáról

A tengerek és szárazföldek különböző felmelegedése és lehülése következtében a Föld légköre állandóan mozog, hullámzik. Ha állandó hőmérsékleten a légnyomás megnő, vagy állandó nyomáson a hőmérséklet csökken, akkor az észlelőhely felett légtömeg halmozódik fel, ellenkező esetben légtömeg távozik.

Ennek a tömegvándorlásnak sok más, sokkal feltűnőbb időjárási hatása mellett gravitációs hatása is van.

Gravitációs méréseinket a légkör alján végezzük. A mérések kiértékelésénél a Föld tekintélyes tömegű légburkának gravitációs hatását mégsem szokás tekintetbe venni. Ennek az az oka, hogy egy homogén gömbhéj belsejében a gömbhéj gravitációs hatása nulla. A gömbhéj azonban — éppen a benne végbemenő mozgások következtében — nem homogén; előbbi feltételezésünk tehát hibás.

Vizsgáljuk meg, hogy a gravitációs tér légtömeg-vándorlás által okozott ingadozása milyen nagyságrendű, kimutatható-e és szükséges-e javítani a méréseket ezzel a változással.

Mint már említettük, a Föld levegőburka nem homogén gömbhéj. A benne végbemenő tömegeltolódásokat közvetlenül az észlelőhely környezetében kell tekintetbe venni. *Ilyen értelemben* a Föld felszínét végtelen vízszintes síknak tekinthetjük. Ismeretes, hogy a végtelen ρ sűrűségű síkréteg gravitációs hatása

$$\Delta g = -2\pi f \rho$$

ahol $f = 6,67 \cdot 10^{-8}$ gravitációs állandó. A negatív jel azt jelzi, hogy a mi esetünkben a réteg az észlelési pont fölött helyezkedik el.

Legyen a szóbanforgó réteg sűrűsége 1, vagyis $\rho = 1 \text{ g cm}^{-2}$, akkor a hatás

$$\Delta g = -0,4 \mu \text{ gal.}$$

A Föld levegőburkát helyettesíthetjük egy kb. 1000 g cm^{-2} felületi sűrűségű síkréteggel. Ha ennek a rétegnek ± 5 százalékos sűrűség-ingadozását tételezzük fel, akkor a megfelelő gravitációs ingadozás $\pm 0,02 \text{ mgal}$.

Az 5 százalékos sűrűségingadozás feltételezése nem túlzott, hiszen a levegő-tömegek hő- vagy nyomásváltozása külön-külön is létrehozhatja.

Más időjárási folyamatok is okozhatnak gravitációs változást. Előző számításunk értelmében egy lehulló 120 mm-es csapadék tömegének megfelelő gravitációs térváltozás 0,01 mgal.

A talajnedvesség és talajvízvándorlás is okozhat nagy tömegelmozdulásokat és ezzel gravitációs változásokat. E hatások szempontjából csak az észlelőhely közvetlen környezetében levő rétegrészt kell számításba venni. Ez a rétegrész — obszervatóriumi észlelés esetén — a változásoktól vagy mentesíthető, vagy az előforduló változások pontosan ellenőrizhetők. Terepméréseknél természetesen ezek a hatások teljes mértékben fellépnek.

Mindezek a meteorológiai hatók, ha nem is függetlenek egymástól, de változásuk periódusa olyan különböző, hogy amplitúdóik hol összeadódnak, hol levonódnak, ezért szélső esetben valószínűleg megközelítik a 0,1 mgal-t.

Nagy pontosságú mérések redukciójánál a gravitációs erőnek ez a matematikai formulákba nem foglalható változékonysága súlyos elvi kérdéseket vet fel. Ha olyan kis területen végzünk mérést, hogy a meteorológiai viszonyok állandóaknak tekinthetők, akkor a visszatérő mérések és bekötések a hibákat csökkentik, feltéve, hogy a mérés folyamán lényeges időjárási változás nem volt. Óvatosabban kell eljárni nagy távolságú bekötések esetén, amikor az időjárási elemek azonossága már nem tételezhető fel.

A geofizikai év folyamán a Föld több pontján néhány mikrogal pontossággal regisztrálni kívánják a gravitációs tér változását. Ezeknek a regisztrálásoknak kiértékelésénél már feltétlenül tekintetbe kell majd venni a meteorológiai jelenségek által okozott gravitációs hatásokat is.

I R O D A L O M:

1. A. Bauer: Synthèse glaciologique — Contribution des Expéditions Polaires Françaises, Missions Paul-Émile Victor, à la connaissance de l'Inlandsis du Groenland. Part 2 (N° N. 11,3), Expéditions Polaires Françaises, 1954.

2. Barla Gy.: A 40—50 year period in the secular variation of the geomagnetic field. Acta Geologica; Tomus IV., Fasciculus 1. Budapest 1956.

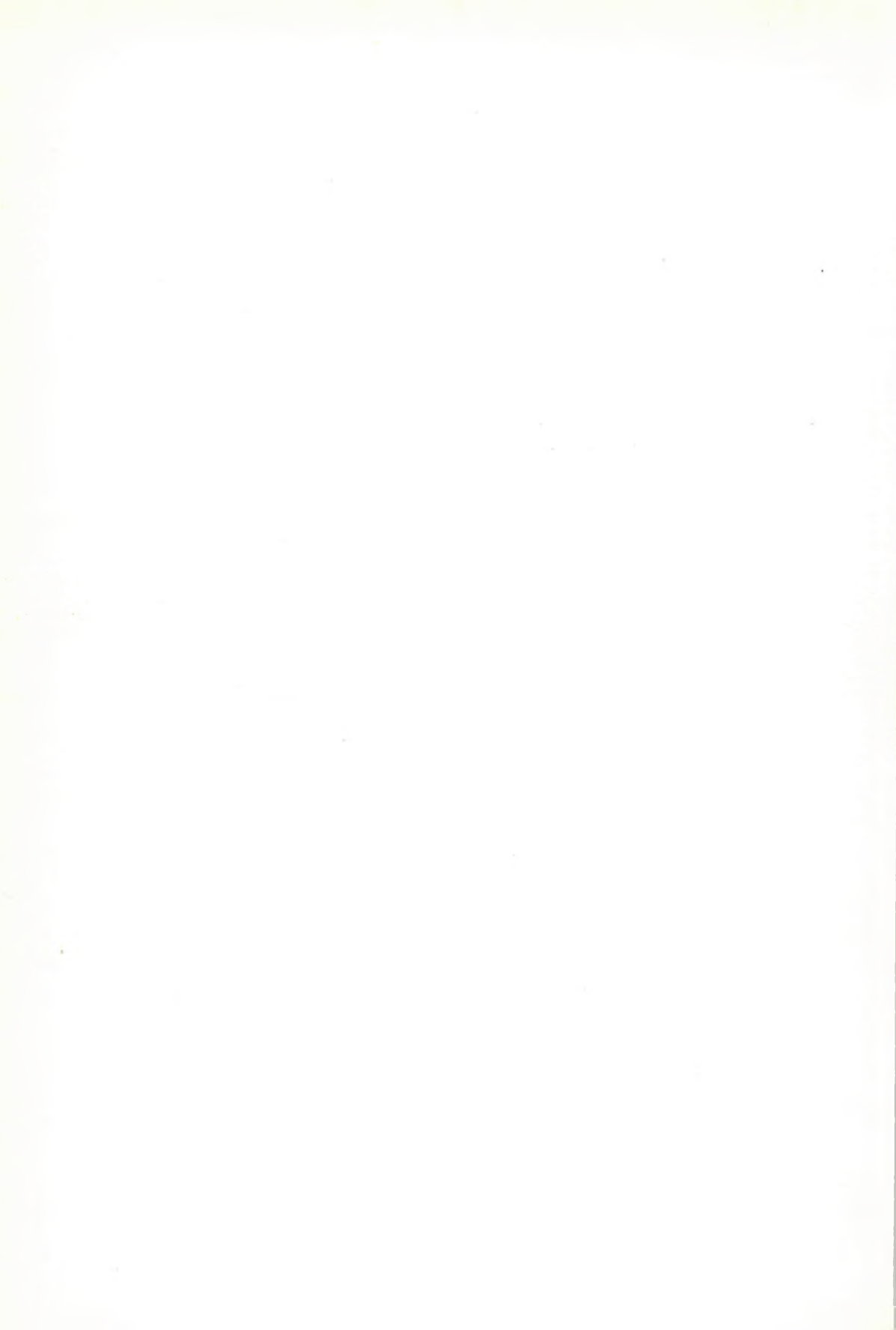
3. Bendefy L.: A Pó-síkság jelenkori süllyedése. Geofizikai Közlemények III. kötet, 6. szám.

4. D. Brouwer: A new discussion of the changes in the Earth's rate of rotation. Proceedings of the National Academy of Sciences. 1952.

5. S. Polli: Gli attuali movimenti verticali delle coste continentali. Annali di Geofisica Vol. V. N. 4. 1952.

6. R. Rewelle and W. Munk: Evidence from the rotation of the Earth. Communications présentées à la Séance. Commune Tenue à Rome, 1954.

7. E. H. Vestine: On variations of the geomagnetic field, fluid motions, and the rate of the Earth's rotation. Journal of Geophysical Research, June, 1953.



L. BENDEFY.

METHOD FOR THE DETERMINATION OF THE ABSOLUTE MEASURE OF LEVEL-VARIATIONS (1st COMMUNICATION)

In the investigations of levelvariations it is usual to apply heights above sea level as results from the adjusted levelling networks. These height differences are charged with errors of the measurement, mathematical deformations originated by the adjustment, and variations of the base level.

Author is proposing to introduce a new method for the elimination of these sources of error where even the precision of the determination of the measure per unit time of the variations of level gets increased. This method consists of examining the variation not of the heights of every point, but of the height-difference between two levelling base points. This way of examination is more laborious but yields *absolute* values.

When applying this method, there is no need of orthometric or dynamic corrections and the question of the difference of base levels between different levelling systems does not arise either. It is therefore very suitable for the geokinetic examination of levelling networks in international relations.

MÓDSZER SZINTVÁLTOZÁSOK ABSZOLÚT MÉRTÉKÉNEK MEGHATÁROZÁSÁRA

I. közlemény

BENDEFY LÁSZLÓ

Azonos szintezési alappontokat érintő két, éspedig T_1 , illetőleg T_2 időponthan végrehajtott szintezés ugyanazokra az alappontokra általában egymástól eltérő tengerszintfeletti magasságokat szolgáltat. Amennyiben a szóbanforgó két szintezés azonos megbízhatóságú és egyaránt szabatos, akkor a mutatkozó különbségek részben különféle parányi mérési hibákból, részben kiegyenlítési torzulásokból (amelyek a két kiegyenlítésből származó javítások közötti különbségekben jelentkeznek), végül, de nem utolsó sorban, a $(T_2 - T_1)$ időközben geológiai és geofizikai illetőleg talajmechanikai okokból ténylegesen bekövetkezett szintváltozásokból származnak.^{(1) (2)}

Az alappontok időközi szintváltozásának meghatározására napjainkban világszerte egyetlen módszer használatos. Ennek lényege az, hogy a két különböző szintezés mérési eredményeiből — nemzetközileg elfogadott módon: többnyire ortométeres (elvétve dinamikus) javítás alkalmazásával és a szintezési hálózat szigorú kiegyenlítésével — kiszámítják

A kézirat 1956. május 17-én érkezett be.

az alappontok tengerszínfeletti magasságát, majd képezik a T_1 , illetőleg T_2 időponthoz tartozó magasságok ($M_{k2} - M_{k1}$) különbségét.*

A $(T_2 - T_1)$ időközben bekövetkezett szintváltozások vizsgálatát általában pontonként vagy vonalanként szokták végezni. A statisztikai módszerekkel való vizsgálatok e téren is mind nagyobb jelentőségűekké válnak.

Az eddig szokásos szintváltozás-vizsgálatoknak két különösen gyenge pontja van:

1. A tengerszínfeletti magasságok képzése alkalmával az időtényező jelentősége elmosódik. Ugyanis minden olyan módszernél, amely az alappontok tengerszínfeletti magasságának összehasonlításán alapszik, a vonatkoztatási időpont mindig az a T_0 időpont, amikor az összehasonlítási alapul választott K_0 alappontot rákapcsoltuk a szintezési hálózatra. Ez az időpont nem szükségképpen azonos a szintezés kezdetének T_0 időpontjával⁽³⁾; lehet esetleg valamely későbbi időpont is.**

2. Minden olyan szintváltozási értéket, amely a fentebbi módon származik, az elkerülhetetlen mérési hibák mellett változó nagyságú és előjelű kiegyenlítési torzulások is terhelnek.

Szabatos szintezéseknél ugyanis a végleges tengerszínfeletti magasság kialakulásához három tényező szükséges, éspedig: a szakaszon belül mért m magasságkülönbség, a szakaszhoz tartozó ω ortométeres (vagy a δ dinamikai), továbbá k kiegyenlítési javítás.

A T időponthan végzett szintezésből tehát az egy szakaszhoz tartozó értékek: $m + \omega + k$.

De mivel gyakorlatilag $\omega_1 = \omega_2$, következik, hogy a szóbanforgó változás:

$$v_{(2-1)} = (m_2 - m_1) + (k_2 - k_1).$$

Szemmel látható, hogy a kiegyenlítési javításokon keresztül a kiegyenlítés hatása a végeredményekben erőteljesen kifejezésre jut, s ezáltal a mozgástanilag használható eredményeket lényegesen módosítja.

Olyan más megoldás után kutattunk tehát, amelyből a hálózat-kiegyenlítésnek hatását sikerül kiküszöbölnünk. Idevonatkozó eredményeinket közöljük az alábbiakban.

* * *

Az abszolút magasság függvénye a helynek és az időnek. Eddig mindig a szintezési alappontok tengerszínfeletti magasságának változását vizsgáltuk. A tengerszínfeletti magasság számszerű értékének kialakulását azonban több körülmény, nem utolsósorban az ortométeres javítás alkalmazásának módja és a kiegyenlítés torzító hatása befolyásolja.

A szintezés eredménye, miként ismeretes, két-két szomszédos alappont magasságkülönbségét szolgáltatja. Gondos mérés esetén ezeket az értéke-

* A k index a kiegyenlítés megtörténtét jelzi.

** Az 1921–1944 között kifejlesztett magyar országos felsőrendű szintezési hálózatra például csak 1923-ban kapcsolták rá „N a d a p” összehasonlító és vonatkoztatási főalappontot.⁽⁴⁾ Ennek a hálózatnak T_0 időpontja tehát nem 1921, hanem 1923.

ket csak parányi mérési hibák terhelik. Ezért felmerül a gondolat, hogy szintváltozások megállapítása céljából ezeknek a közvetlenül mért magasságkülönbségeknek a változását vizsgáljuk.

Ez a módszer határozottan előnyösnek mutatkozik. Ugyanis a tengerszínfeletti magasságokból mindig relatív szintváltozási értékeket nyerünk.* Ezzel szemben az időegységre eső magasságkülönbségváltozás módszerének bevezetésével az említett relativitás eltűnik, s helyette a változások abszolút mértéke jelenik meg.

Ez a differencia nem egyéb, mint a szintezési alappontok közötti magasságkülönbségek különbsége, vagy más szóval: *a szintezési szakaszok magasságkülönbségében bekövetkezett változás.*

Legyenek alappontjaink P_a és P_b . Ezek magassága az első szintezésből M'_a és M'_b ; a második szintezésből pedig M''_a és M''_b . Amennyiben ortométeres- (ω), illetőleg dinamikus javítást (δ) alkalmaztunk, fenti magasságok így alakulnak.

Az első szintezésből:

A második szintezésből:

$$M'_a + \omega_a; \quad M'_b + \omega_b$$

$$M''_a + \omega_a; \quad M''_b + \omega_b$$

illetőleg

$$M'_a + \delta_a; \quad M'_b + \delta_b$$

$$M''_a + \delta_a; \quad M''_b + \delta_b$$

Képezzük az alappontok közötti magasságkülönbséget:

$$h'_{(a-b)} = (M'_a - M'_b) + (\omega_a - \omega_b)$$

$$h''_{(a-b)} = (M''_a - M''_b) + (\omega_a - \omega_b)$$

Ez az eredmény ortométeres javítás alkalmazása esetén. Ugyanerre az eredményre jutunk akkor is, ha dinamikus javítást alkalmazunk.

Mivel azonban az $(\omega_a - \omega_b)$, illetőleg a $(\delta_a - \delta_b)$ különbség — bármilyen két azonos alappont között — mindkét szintezésre vonatkozóan gyakorlatilag ugyanaz, a $(h'' - h')$ különbség képzésekor teljesen kiesik. Következésképpen ennél a módszernél ortométeres vagy dinamikus javítás alkalmazására nincsen szükség.

Az $(\omega_a - \omega_b) = 0$ -ra vonatkozóan meg kell jegyeznünk a következőket. Mindazoknak az országos szabatos szintezési hálózatoknak esetében, amelyeknél szintezési alappontonként nem került tényleges graviméteres mérésekre sor, hanem egy átlagos g értékkel történik az ortométeres javítás, az $(\omega_a - \omega_b)$ pontosan egyenlő zérussal. Amennyiben azonban T_1 és T_2 időpontban külön-külön nehézségi gyorsulás meghatározást végeztünk, akkor $\omega_a \neq \omega'_a$ -val és $\omega_b \neq \omega'_b$ -vel; ennek következtében $(\omega_a - \omega_b) \neq (\omega'_a - \omega'_b)$, tehát különbségük zérustól különböző érték. Bizonyosra vehető azonban, hogy nagyságrendileg kisebb, mint az irányzás, a leolvasás, illetőleg a buborékközépreállítás középhibája, éppen ezért gyakorlatilag nem kell figyelembe vennünk.

* A viszonyítási (vonatkoztatási) alap a K_0 kezdőpontnak $(T_2 - T_1)$ időszakban bekövetkezett v_0 változása. Erről (munkahipotézisként) feltehetjük, hogy zérus, de — szerencsés körülmények között — esetleg tényleges nagysága is megállapítható. Ezzel a kérdéssel itt bővebben nem foglalkozunk. A K_0 saját mozgására vonatkozó probléma lényegét 3 a. id. munkánkban vázoltuk fel.

A gyakorlatban további egyszerűsítések kínálkoznak. Ugyanis, mivel a szóbanforgó magasságkülönbségek maguk a közvetlenül mért szintezési eredmények, ezek a mérési jegyzőkönyvből, vagy a számítási törzskönyvből közvetlenül kiirhatók.*

Ennél az új módszernél a szintváltozásvizsgálatoknak nemzetközi jellegű kiterjesztése is nagyon egyszerűvé válik. Nincsen ugyanis szükség semmiféle különös átszámításra (ami az eddigi módszernél elengedhetetlen volt), csupán arra, hogy a nemzetközileg csatlakozó vonalrészekeken mindkét fél részéről mért, egymást fedő szintezési szakaszok legyenek. Ma már az országos felsőrendű szintezések során minden korszerű nemzetközi csatlakozást így hajtanak végre.

Ugyancsak semmi nehézséget sem okoz ezzel a módszerrel egy országon belül, a legkülönbözőbb alapszintre vonatkoztatott különféle szintezésekből származó méréseredményeknek geokinetikai célzatú, egységes feldolgozása.

Minthogy a szóbanforgó módszernél mindenkor csakis két-két alappont közti magasságkülönbség változása a vizsgálat tárgya, nyilvánvalóan a szintezések valóságos időpontja is tökéletes élességgel jut ezúttal kifejezésre. Ha ugyanis az első szintezés időpontja T_1 , a másodiké T_2 , az eredményül nyert ($h'' - h'$) változás — természetesen — $(T_2 - T_1)$ időtartamra vonatkozik. Eszerint ugyanabban a hálózathban egymástól merőben eltérő, de a valóságnak szigorúan megfelelő időtartamokra vonatkozó szintváltozási értékekhez jutunk. Hogy egységesen kezelhessük ezeket, *át kell számítanunk valamennyi differenciát a geokinetikai vizsgálati célokra általam már korábban javasolt⁽³⁾ 10 évi időegységre.* Az átszámítást lineáris interpoláció formájában századmilliméter élességgel végezzük el.

Nem lehet vitás, hogy az ilyen módon előállított geokinetikai vázlat lényegesen hübb és hibáktól sokkal kevésbé terhelt szemléletet nyújt, mint bármely más, az eddigiekben alkalmazott eljárás. Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy a mesterségesen háborgatott alappontok miatt helyenként feltűnedező kiugró értékeket a vizsgálatból eleve ki kell zárnunk. Emiatt nem ritkán következik be az az eset, hogy a vizsgált vonalrész az első szintezésnek esetleg több szakaszát is magába foglalja. A fentebb mondottak ebben az esetben is változatlanul érvényesek.

* * *

Az eddigi módszernél egyes alappontok tengerszínfeletti magasságát szoktuk összehasonlítani. Ebben az esetben az alappontok *e m e l k e d é s é r ő l*, vagy *s ü l l y e d é s é r ő l* beszélünk, a különbségeket egyetlen összehasonlító alapponthoz, vagy alapszinthez viszonyítva.

* Helyesebb a számítási törzskönyv adatainak használata, mert az „oda”- és „vissza” értelmű szintezések méréseredményeinek oszlopait összegezve ott (és csak ott) ellenőrző eredményt is nyerünk az egész szintezési vonalat illetően: a középértékek oszlopának összegében. Ugyanis

$$\frac{1}{2} ([h_{oda}] + [h_{vissza}]) = [h_{közép}]$$

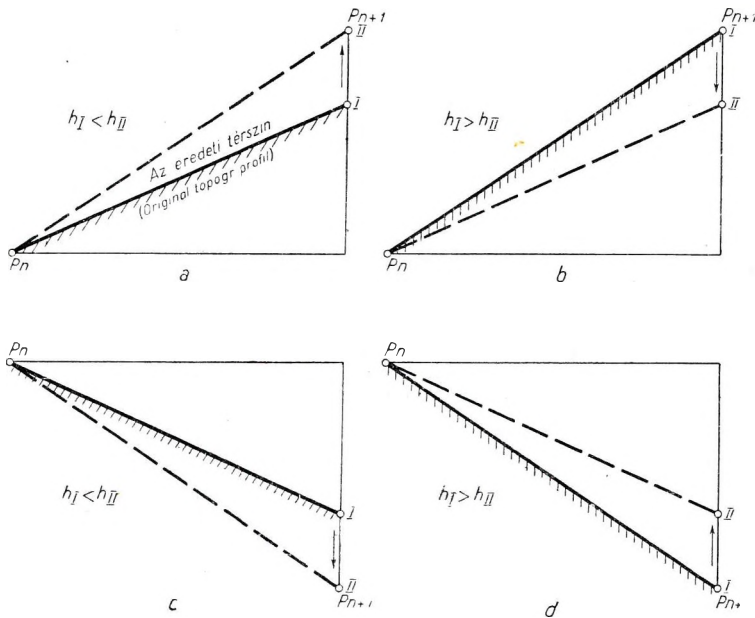
Az új módszernél *magasságkülönbségeket* hasonlítunk össze. Ez esetben tehát nincs is szó emelkedésről vagy süllyedésről, hanem arról, hogy az újabb szintezés alkalmával meghatározott magasságkülönbség az előző szintezésből nyert magasságkülönbséghez viszonyítva, abszolút értékben nagyobb lett-e, vagy kisebb.

A vázolt módszer nagyon alkalmas újabb szintezések esetleges kisebb-nagyobb mérvű mérési hibáinak felkutatására is, mert már a néhány milliméter, sőt esetleg tizedmilliméter nagyságrendű eltérések is élesen jelentkeznek. Emellett alkalmas ez a módszer arra is, hogy a segítségével egyes szintezési vonalakon, egyes zárt szintezési poligonok mentén, vagy akár *nagyobb területet borító szintezési hálózatban* is matematikai eljárások okozta torzulásoktól kevésbé terhelt mozgásdiagramokat és izobázisokat állítsunk elő. Az erre vonatkozó eljárás részletes leírását, lehetőleg a valóságból merített példával, folytatólagos tanulmányunkban adjuk közre.

Ismételten hangsúlyozzuk, hogy az egyes szakaszokra nyert értékekből számított összegek (summák) a *váltózás nagyságát* szolgáltatják, nem pedig tengerszínfeletti magasságot!

A vizsgálati eredmények értelmezése

A kiindulópontot megválasztva, azon a szintváltozás nagyságát vagy eleve zérusnak tételezzük fel, vagy közelebbről is meghatározzuk. Legyen a K_0 kezdőpont szintváltozása: a , akkor a P_n pontban bekövetkezett változás $= (a + v_{0-1} + v_{1-2} + \dots + v_{(n-1)-n})$



1. ábra

Az új vizsgálati módszer abszolút értelemben ad választ arra a kérdésre, vajon mi történt két szintezési alappont közötti magasságkülönbséggel a vizsgált időtartam alatt. A válasz háromféle lehet: a két alappont magasságkülönbsége vagy megnövekedett, vagy megkisebbedett, vagy zérus.

A magasságkülönbségek számszerű növekedése, illetőleg csökkenése azonban más és más jelentésű aszerint, hogy P_n és P_{n+1} alappontok térbelileg hogyan viszonyulnak egymáshoz.

a) Legyen P_n a térbelileg alacsonyabb helyzetű. Ebben az esetben a magasságkülönbség növekedése P_{n+1} -re vonatkozóan emelkedést, illetőleg P_n -re vonatkozóan tényleges süllyedést jelent (1a ábra).

b) Ugyanilyen térszíni elrendezés mellett a magasságkülönbség csökkenése P_{n+1} -re vonatkozóan tényleges térszíni süllyedést, vagy pedig P_n -re vonatkozóan tényleges térszíni emelkedést jelent (1b ábra).

c) Az ellenkező esetben, ha P_n van magasabban, a magasságkülönbség növekedése vagy P_{n+1} tényleges süllyedését, vagy P_n tényleges emelkedését jelenti (1c ábra).

d) Hasonló térszíni viszonyok mellett a magasságkülönbség csökkenése vagy P_{n+1} tényleges emelkedését, vagy P_n alappont tényleges süllyedését jelenti (1d ábra).

A gyakorlatban többértelműség nem áll fenn. Ugyanis ha eldöntöttük, melyik alappontot tekintjük kiindulópontnak, a változások azonnal egyértelműekké válnak.

IRODALOM

1. Bendefy L.: Szintezési alappontok időközi magasságváltozásának meghatározása. Geofizikai Közl. Bpest, IV. évf. 2. füz. 3–30 l. 1955.

2. Bendefy L.: Fejezetek a térképészeti földtan tárgyköréből. (Egyetemi előadások) Bpest, 1953.

3. Bendefy L.: A Pó-síkság jelenkori süllyedése. Tanulmány az alaphegység mozgásvizsnyainak és a rétegtömörülésnek a gravitációs anomáliák segítségével való meghatározására. — Geofizikai Közl. Bpest, III. évf. 6. szám, 71–98. l., 1954.

4. Bendefy L.: A magyar országos felsőrendű szintezés új főalappontjai. Földméréstani Közlem. Bpest, IV. évf. 1. szám 36–42 l., 1952.

A. BERGH AND L. STEGENA
SOME METHODOLOGICAL QUESTIONS OF GEOCHEMICAL
HYDROCARBON RESEARCHES

Authors ameliorated the gathering of soil air samples by way of diminishing of the dead space. In order to determine the whole hydrocarbon contents of soil air a new photometric gas analysing method by sodium phenolphthalate got worked out. In the course of studies in chemical processes the optimal NaOH-phenol-phthalate proportion in the analysis got determined, as well as the variation of phenol-phthalate ions in function of the hydrocarbon fed-in.

**A GEOKÉMIAI SZÉNHIIDRÓGÉNKUTATÁS NÉHÁNY MÓDSZERTANI
KÉRDÉSÉRŐL**

BERGH ÁRPÁD és STEGENA LAJOS

A geokémiai szénhidrogénkutatás egyik leginkább elterjedt módszere a talajgázelemzés.

A kutatómódszer megbízhatóságát és egyben eredményességét első-sorban két tényező befolyásolja:

A talajlevegőminták helyes begyűjtése és az elemzési módszer teljesítőképessége.

E két tényező optimális biztosítása terén szerzett módszertani tapasztalatainkról számolunk be a jelen közleményben.

A külföldi gyakorlatban használatos gázmintagyűjtési eljárásokról Szokolov és Karcev nyújt összefoglaló képet kézikönyvében (1, 2.).

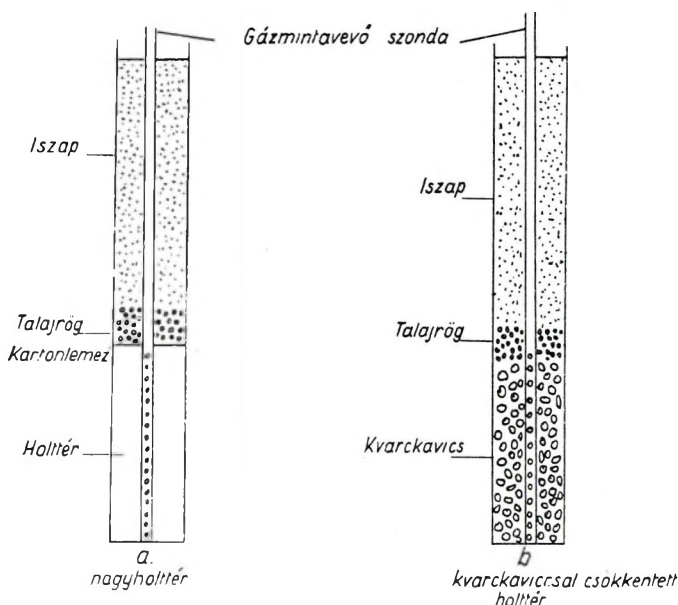
A legáltalánosabban alkalmazott eljárás a következő: 4—5 cm átmérőjű spirálfúróval megfelelő mélységű lyukat fúrnak a talajba. Ebbe egy 5—7 mm átmérőjű és a fúrás mélységének megfelelő hosszúságú rézcsövet engednek. A cső alsó vége 15—20 cm hosszúságban perforált, felső vége a felszínre ér, és közvetlenül a gáz kiszivattyúzására szolgáló szívóberendezéshez csatlakozik. A cső perforált része felett néhány cm-re két fémkorongot forrasztanak, amelyek egymástól 1,5—2 mm távolságra vannak. A korongok közé kartonpapírból készült lapokat helyeznek, amelyek átmérője néhány mm-rel kisebb a fúrólyuk átmérőjénél. A papírkoronggal felszerelt szívócsövet a fúrás befejezése után a fúrólyukba helyezik. A korongra 5—10 cm magasságban száraz anyagréteget szórnak, majd föléje sűrű, agyagos pépet öntenek. Ezáltal a cső perforált részét a külső rétegtől elzárják (1. ábra). Ezután a szívóberendezés segítségével a fúrólyuk alsó részén gyenge (kb. 0,9 at) vákuumot létesítenek és a lyukak-

A kézirat 1955. december 9-én érkezett be.

ból háromszor egymásután $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{2}$ liter gázmintát szívnak ki. Az első két gázmintát a levegőbe engedik, a harmadikat üvegedénybe gyűjtik, és elemzés céljából laboratóriumba szállítják.

A fúrólyuknak a tömítés alatt levő részében holttér van, amely a fúrás folyamán légköri levegővel telt meg. Mivel a vizsgálatok talaj-

GÁZMINTAVÉTEL VÁZLATA



1. ábra

levegőre irányulnak, az itt összegyűlt légköri levegőt el kell távolítani. Ezt a célt szolgálja az első két gázmintakiengedése.

A holttér kiküszöbölésére mi a 61 mm átmérőjű szonda alsó, perforált része és a fúrólyuk fala közé mosott kvarc-kavicsot teszünk. Erre néhány talajrögöt szórunk, majd a fúrólyukat iszappal töltjük meg. Így a holttér kb. 50—100 ml nagyságúra csökken és így elegendő az első félliter gázmintát — amely már nagyrészen talajlevegőt tartalmaz — a szívóberendezés átmosása után a levegőbe engedni.

A holttér lecsökkenésének két jelentős előnye van:

Azzal, hogy kevesebb levegőkiszívás szükséges, gyorsítja a mintagyűjtést; kötött talajoknál ugyanis egy-egy félliter levegőminta kiszívása gyakran egy óráig is eltart.

Másrészt biztosítja a talajlevegő egyensúlyi állapotának megfelelő gázmintát; nagyobb mennyiségű levegő kiszívásánál ugyanis annak helyére légköri levegő kerül, ami a talajban levő egyensúlyt a talaj porozitásától függően megváltoztatja.

A talajlevegőt nívóedény segítségével szívjuk ki. A kiszívott talajlevegőt tömény sósvízzel előre megtöltött félliteres palackokba gyűjtjük, vigyázva arra, hogy a palack alján néhány cm-es vízzár maradjon.

A palackot ezután parafadugóval ledugaszoljuk, pecsétviasszal lezárjuk, és felfordított állapotban laboratóriumba küldjük. A gázmintavétel vázlatát mutatja be az 1b ábra.

A geokémiai szénhidrogénkutatás második mozzanata a begyűjtött talajlevegőminták elemzése.

Az elemzés során vagy az összes szénhidrogéntartalmat, vagy az egyes szénhidrogénfrakciókat határozzák meg. A következőkben csak az előbbivel foglalkozunk.

Az elemzési eljárásnak két követelményét kell kielégítenie. Egyrészt igen kis mennyiségű (0,05—0,001 térf. %) szénhidrogéntartalmat kell meghatároznia. Másrészt a nagyszámú elemzés miatt egyszerű, gyors és olcsó eljárásnak kell lennie.

Az irodalomban ismertetett elemzési eljárások három csoportba sorolhatók:

A Laubmayer által kidolgozott módszer (3) alapelve az, hogy a meghatározandó gázt izzó platinaszálon vezetni keresztül. Itt a szénhidrogén-gázok elégnék, és a keletkezett égéshő növeli a platinaszál hőmérsékletét és egyúttal ellenállását is. Az ellenállásváltozás mértékéből tehát következtetni lehet az elégő szénhidrogén-gázok mennyiségére.

A módszer elvi hibája, hogy nem veszi figyelembe a talajgáz fajhő-változása által okozott hőmérsékletváltozást. A széndioxid fajhője nagyobb, mint a levegőé és ezért a platinaszálat erősebben hűti. Ez a hatás ellentétes a szénhidrogének égésekor fellépő melegítéssel. Mivel a széndioxid hűtőhatása két nagyságrenddel kisebb, mint a szénhidrogének fűtőhatása és ez az arány megfelel az említett gázok talajlevegőben észlelt változásának, a két hatás kompenzálja egymást és a mérési eredményeket meghamisítja.

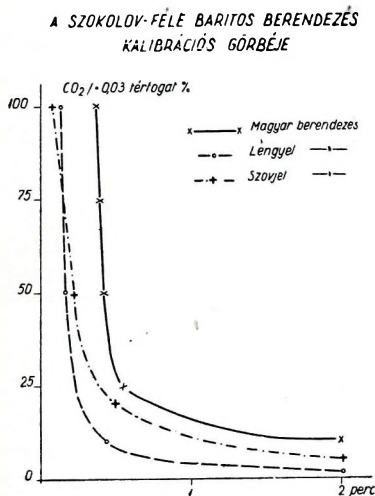
A Turkeltaub által kidolgozott titrimetriás eljárás (4) a szénhidrogéneket először széndioxiddá égeti el és a széndioxidot titrálással határozza meg.

Mivel a meghatározandó széndioxidmennyiség általában több nagyságrenddel kisebb, mint a levegő széndioxidtartalma, a meghatározást a levegőtől teljesen elzárt térben kell végrehajtani. Ez igen bonyolult készüléket és nehézkes elemzési módszert eredményez, amely sorozatmérésre kevésbé alkalmas.

A legáltalánosabban elterjedt, összes-szénhidrogént meghatározó módszert Szokolov dolgozta ki (5).

A Szokolov-féle baritos eljárás lényege, hogy a teljesen szénsavtalanított talajlevegőmintát izzó platinaszál fölé vezetjük. Itt a szénhidrogén-gázokat széndioxiddá égetjük el, és a széndioxid mennyiségéből következtünk a talajlevegőben levő szénhidrogének mennyiségére. A széndioxid-meghatározás során a levegőmintát üvegkamrán áramoltatjuk keresztül, amelybe platinahurkot lógatunk. A platinahurkon előzőleg egy baritvázceppet alakítunk ki, és az áramlás során mikroszkóppal figyeljük az első báriumkarbonát kristálykák kiválását.

Az áramlás kezdetétől a kristálykák kiválásáig eltelt idő a gáz szén-savtartalmának, közvetve szénhidrogéntartalmának függvénye. A kiválási idő és a széndioxidtartalom összefüggését szénsavmentes gáz és széndioxid ismert arányú keverékével, kalibrálás útján állapítjuk meg. A 2. ábrán három különböző berendezéssel nyert kalibrációs görbét mutatunk be, ahol a görbe a széndioxidtartalmat mint a kiválási idő függvényét ábrázolja.



2. ábra

Részt az észlelés szubjektív volta, részint a kalibrációs görbe lineáristól eltérő lefutása miatt a fenti eljárást igen pontatlannak, érzéketlennek és kisebb anomáliák kimérésére alkalmatlannak találtuk.

Ez a körülmény tette szükségessé, hogy egy új széndioxidmeghatározási módszert dolgozzunk ki. Az eljárás alapjául Norman A. Spektor és Barnet F. Dodge közleménye szolgált (6).

Fenti szerzők biológiai célokra 0,001 % nagyságrendű széndioxid meghatározására alkalmas eljárást dolgoztak ki, a következő elvek alapján:

A széndioxidtartalomra vizsgált levegőmintát fenolftaleinnel festett nátriumhidroxid-oldaton buborékolttatják keresztül. A levegőben levő széndioxid reakcióba lép az oldatban levő nátriumhidroxiddal és a keletkezett nátriumkarbonát csökkenti az oldat pH-ját és ezzel a nátriumfenolftalát színintenzitását. A színintenzitást átbuborékolttatás előtt és után objektív fotométerrel mérik. A színintenzitás-változás arányos a levegő széndioxid-tartalmával.

Fenti eljárás azonban tapasztalataink szerint nem alkalmas igen kis mennyiségű (0,05—0,001 térf. %) széndioxid meghatározására.

A meghatározandó gáz átbuborékolttatása, részint a lassan beálló egyensúlyra vezető reakció, részint a levegőben levő széndioxid szennyező hatása miatt pontatlan eljárás. Nem közömbös továbbá, hogy mennyi fenolftaleint adunk a rendszerbe. A fenolftalein és a lúg koncentrációviszonya ugyanis erősen befolyásolja a beadagolt széndioxid hatására bekövetkező színintenzitás változást.

Mielőtt a kérdés tárgyalásába kezdenénk, röviden ismertetjük az általunk használt elemzési eljárást. Az elemzésre használt készüléket mutatja be a 3. ábra.

A széndioxidtól mentesített gázmintát egy nivóedény segítségével az égetőtérbe visszük, ahol a talajlevegőben levő szénhidrogének széndioxiddá égnak el. Ezt követően az égetőtér alatti küvétát a háromfuratú csapon keresztül nátriumhidroxid és fenolftalein egyenértékű mennyiségét tartalmazó nátriumfenolftalát oldattal töltjük meg. A készü-

léket egy fotométerbe helyezzük, és leolvassuk a nátriumfenolftalát oldat színintenzitásának megfelelő galvanométerkitérést. Ezután a háromfuratú csap segítségével összeköttetést létesítünk a kuvetta és az égetőtér között, a nátriumfenolftalát oldatot az égetőtérbe visszük és az ott levő gázzal alaposan összekeverjük. Ezután az oldatot az égetőtérből a kuvettába engedjük vissza, és újra meghatározzuk annak színintenzitását. Ezt a műveletet addig folytatjuk, amíg a színintenzitás-változás megszűnik.

Méréseink kiértékeléséhez a mérőkészüléket kalibrálnunk kell. A kalibrálást levegő és nitrogén különböző arányú keverékével végeztük el. A levegő széndioxidtartalmát 0,03%-nak vettük.

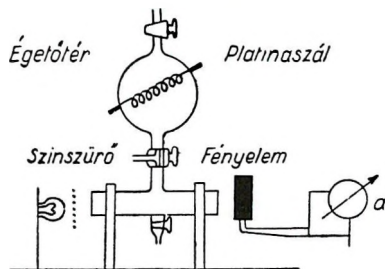
A kalibrálás első lépése megfelelő nátriumfenolftalát oldat előállítása. A nátriumfenolftalát-koncentrációt úgy választottuk meg, hogy a 20 ml-es kuvettában levő oldat koncentrációja egyenértékű legyen a 130 ml-es égetőtérben levő 0,03% széndioxiddal.

Kalibrálás előtt a készüléket széndioxidmentes nitrogénnel megtisztítjuk, majd a kuvettát nátriumfenolftaláttal megtöltjük. Az égetőtérbe nitrogént viszünk, és többszöri összekeveréssel meggyőződünk arról, hogy készülékünkben nincs-e szennyezés, amely savas jellege miatt a nátriumfenolftalát színét befolyásolja. Ha mérő oldatunk színe változatlan marad, akkor az égetőtérbe különböző arányú levegő-nitrogén keverékkel töltjük meg, és a mérés előtt és után leolvassuk a megfelelő színintenzitáshoz tartozó galvanométer kitéréseket. Az így nyert értékeket a Beer—Lambert törvény szerint a széndioxid koncentrációval szemben grafikonon ábrázoljuk.

Spektor és Dodge nyomán a nátriumfenolftalát koncentráció-változást a bevitt széndioxiddal lineárisnak feltételezve, az abszcisszára a széndioxid koncentrációkat, az ordinátára pedig a $\log I_0/I$ értékeket vittük fel. Az értékek ilyen ábrázolása mellett a mérési hibák határán belül az összefüggés lineárisnak adódott. Különböző töménységű oldatokból kiindulva azonos iránytangensű egyeneseket nyertünk a koncentrációtól függően az abszcissza mentén különböző mértékben eltolva. Mivel a mérések folyamán csak a relatív koncentráció, ill. színintenzitás meghatározására törekszünk, a görbék párhuzamos lefutása miatt az intenzitás-változás független a nátriumfenolftalát kiindulási koncentrációjától. A $\log \frac{I_0}{I}$ kezdeti és végső értéke közötti különbség bármilyen kiindulási koncentráció esetén azonos széndioxid-, ill. szénhidrogén-tartalomnak felel meg.

Mint előbb említettük, a mérések ilyen kiértékelése hallgatólagosan

NÁTRIUMFENOLFTALÁTOS, FOTOMETRIÁS GÁZELEMZŐ VÁZLATA



3. ábra

feltételezi, hogy a nátriumfenolftalát koncentrációja (vagyis színintenzitás) a bevitt szén-sav mennyiségével lineárisan változik. Ez a feltevés csak bizonyos határok között érvényes, ezért lényeges, hogy a fenolftalein és a nátriumhidroxid ekvivalens mennyiségből induljunk ki. A kérdés részletes tárgyalására a későbbiekben térünk rá.

A mérésekhez használt galvanométer szélső kitérése 50 skálárész. A méréseink folyamán előforduló legnagyobb kitérést (I_0) tiszta oldószer, vagyis desztillált víz alkalmazása esetén nyerjük. Galvanométerünk érzékenységet a mérések elkezdése előtt egy előtétellenállással úgy szabályozzuk, hogy a desztillált víz esetén a szélső, 50 skálárésznek megfelelő kitérést mutassa.

Eddigi tapasztalataink szerint a legtöbb esetben elegendő, ha a nátriumfenolftalát kezdeti koncentrációját olyannak választjuk, hogy áteresztőképessége a tiszta oldószerének 0,1 része legyen. Ebben az esetben a teljes elszíntelenedés kb. a levegő 0,03%-os széndioxidtartalmának felel meg. Az eljárás előnye, hogy a meghatározás a nátriumfenolftalát koncentráció növelésével, ill. a galvanométer érzékenységeinek változtatásával különböző mennyiségű széndioxid meghatározására egyaránt alkalmas, mivel a színintenzitás-változás és a koncentráció-változás esetén lényegesen nagyobb skálakitérést kapunk. Ezáltal csökken a leolvasás relatív hibája, és a nagyobb koncentráció pontosabb meghatározása válik lehetővé. Az oldat töménységét lehetőség szerint úgy kell megválasztanunk, hogy a meghatározandó széndioxid a bevitt fenolftalát ionoknak legalább 50%-át elfogyassza, vagyis a galvanométer-kitérésünk 10–70% között változzék.

A meghatározás folyamán a fenolftalát ionok koncentrációját mérjük, és ezek mennyiségéből következtetünk a széndioxid mennyiségére. Mindenekelőtt tisztázni kell ezért a fenolftalát koncentrációnak a széndioxidtól való függését.

A vizsgálat szükségessé teszi, hogy nyomon kövessük a meghatározás folyamán lejátszódó kémiai folyamatokat. A vizsgálatához az alábbi jelöléseket vezetjük be:

fenolftalein = HPht

fenolftalát ion = Pht⁻

a rendszerbe vitt összes HPht = HPht kezdeti

a rendszerbe vitt összes NaOH = OH⁻ kezdeti

A kiindulási koncentrációkat illetően három eset lehetséges:

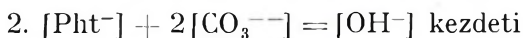
1. Az [NaOH] kezdeti > [HPht] kezdeti
2. Az [NaOH] kezdeti = [HPht] kezdeti
3. Az [NaOH] kezdeti < [HPht] kezdeti (itt a fenolftaleint indikátorként használjuk).

Lúgfelesleg esetén (1. lehetőség) a széndioxid hozzáadására lejátszódó folyamatokat három szakaszra bonthatjuk.

I. A bevitt HPht teljesen disszociál,

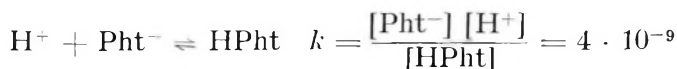
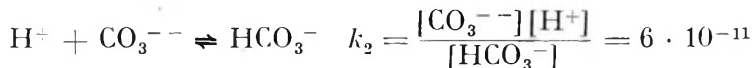
vagyis: 1. [Pht⁻] = [HPht] kezdeti

Ez az egyenlőség széndioxid beadagolása esetén is fennáll, amíg:



Eddig a helyzetig a színintenzitás nem változik.

II. További széndioxid beadagolására a következő folyamatok játszódnak le:



Az egyensúlyi állandókat elosztva:

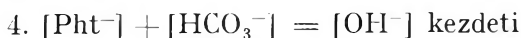
$$\begin{aligned} k_I &= \frac{k_2}{k} = \frac{[\text{CO}_3^{--}][\text{H}^+]}{[\text{HCO}_3^-]} \cdot \frac{[\text{HPht}]}{[\text{Pht}^-][\text{H}^+]} = \\ &= \frac{[\text{CO}_3^{--}]}{[\text{HCO}_3^-]} \cdot \frac{[\text{HPht}]}{[\text{Pht}^-]} = 1,5 \cdot 10^{-2} \end{aligned}$$

az egyenlet átrendezve:

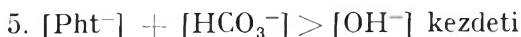
$$3. \quad 1,5 \cdot 10^{-2} \cdot \frac{[\text{HCO}_3^-]}{[\text{CO}_3^{--}]} = \frac{[\text{HPht}]}{[\text{Pht}^-]}$$

Mint láthatjuk, a $\text{CO}_3^{--} \rightarrow \text{HCO}_3^-$ átalakulás két nagyságrenddel nagyobb, mint a Pht^- -ok foggyása.

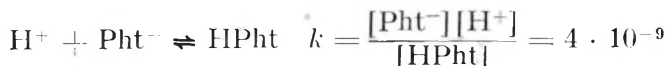
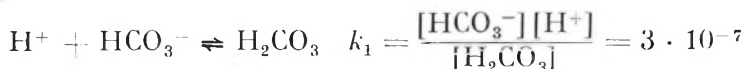
A színintenzitás-változás tehát gyakorlatilag elhanyagolható egészen addig, amíg:



III. Innen a folyamat 3. szakaszához jutunk, amikor



További széndioxid beadagolásra a következő folyamatok játszódnak le:



Az egyensúlyi állandókat elosztva:

$$\begin{aligned} k_{II} &= \frac{k_1}{k} = \frac{[\text{HCO}_3^-][\text{H}^+]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} \cdot \frac{[\text{HPht}]}{[\text{Pht}^-][\text{H}^+]} \\ k_{II} &= 75 \cdot \frac{[\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} \cdot \frac{[\text{HPht}]}{[\text{Pht}^-]} \end{aligned}$$

Az egyenletet átrendezve:

$$6. \quad 75 \cdot \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3]}{[\text{HCO}_3^-]} = \frac{[\text{HPht}]}{[\text{Pht}^-]}$$

A 6. egyenletből két fontos következtetést vonhatunk le:

Egyrészt a Pht^- fogyás ezen a szakaszon kb. két nagyságrenddel nagyobb, mint a $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$ átalakulás. Másrészt a Pht^- fogyás a beadagolt széndioxid mennyiséggel hiperbolikus összefüggésben van.

A Beer—Lambert-törvény alapján felrajzolt értékek tehát csak közelítően érvényesek a hiperbola aszimptotikus szakaszán.

A hiperbola görbült szakaszán — a 4. egyenlettel jelölt állapot óta bevitt $[\text{H}_2\text{CO}_3]$ 0,8 $[\text{HPht}]$ kezdeti — csak az extinkciók reciproka ad lineáris lefutást.

Helyes ábrázolást tehát úgy végezhetünk, hogyha az extinkció értékek reciprokát helyettesítjük be a Beer—Lambert-törvénybe, vagyis

Az abszcisszára a CO_2 értékeket, az ordinátára pedig az $\frac{1}{\log \frac{I_0}{I}}$ -ket visz-szük fel.

A másik két kiindulási koncentráció esetén:

2. Az $[\text{NaOH}]$ kezdeti = $[\text{HPht}]$ kezdeti

3. Az $[\text{NaOH}]$ kezdeti < $[\text{HPht}]$ kezdeti

a viszonyok megegyeznek az előbbieken tárgyalt folyamat III. szakaszával.

Mint látjuk, lúgfelesleg esetén, a Pht^- és egyben színintenzitás-csökkenés a beadagolt széndioxidtól függően, különböző mértékben következik be. Méréseink szempontjából előnyös, hogyha kevés széndioxid beadagolásra nagy színintenzitás-változást észlelhetünk, vagyis az imént tárgyalt folyamat III. szakasza. Ezt az $[\text{NaOH}]$ kezdeti = $[\text{HPht}]$ kezdeti koncentrációval érhetjük el. Méréseinknél tehát ez az ideális koncentráció. Különösen érzékeny a műszerünk akkor, hogyha a mérési tartományunk a 6. egyenletben leírt hiperbola kezdeti meredek szakaszára esik.

Ugyancsak a 6. egyenletben jelzett összefüggés érvényes a $[\text{NaOH}]$ kezdeti < $[\text{HPht}]$ kezdeti esetben is. Itt azonban részint a hiperbola görbületi szakaszára jutunk, vagyis kisebb a színintenzitás-változás, másrészt fennáll az a veszély, hogy a kolloidálisan kiváló fenoltalein az extinkció értékét meghamisítja.

Figyelembe véve az elmondottakat, a nátriumfenoltalátos módszerről a következőket állapíthatjuk meg:

A módszer előnyei:

A mérési határok tetszés szerinti intervallumban változtathatók.

A mérés pontossága megfelel a talajgázelemzés követelményeinek. A mérés aránylag kis felszerelést igényel, a meghatározás költségei alacsonyak, ezért az eljárás rutinmérésre alkalmas.

A módszer hátrányai:

Mivel a $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{CO}_3$, továbbá $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{NaPht} = \text{NaHCO}_3 + \text{HPht}$ egyensúlyra vezető, tehát időreakció, egy-egy mérés időtartama kb. 20—25 perc.

A mérőoldatok elkészítése és a készülék tisztántartása igen nagy körültekintést igényel. Megpróbáltuk a módszert terepkivitelben is alkalmazni. A küvétát összeépítettük az égetőtérrel, és így a törékeny és hibaforrást jelenthető háromfuratú üvegcsapot kiküszöböltük, és az egész készüléket üveg helyett a kevésbé törékeny plexiből készítettük. A módszer terepi alkalmazása az analízisek hosszú időtartama miatt nem vált be, mert húsz perces elemzés a kutatócsoport teljesítményét erősen lecsökkenti.

Végül megjegyezzük, hogy az összes szénhidrogén meghatározását a kutatómódszerek fejlődése során egyre kiszorítja a szénhidrogénfrakciók szelektív meghatározása. Mivel a talajban mindenhol található valamennyi metán, a nehezebb szénhidrogének csak kőolajeredetűek lehetnek, a szelektív meghatározás sokkal bizonyítóbb erejű. Ez a felismerés vezetett bennünket is arra, hogy a fentiekben leírt elemzési eljárás alkalmazásával párhuzamosan egy szelektív elemzési módszer kidolgozását kezdjük el.

Összefoglalás

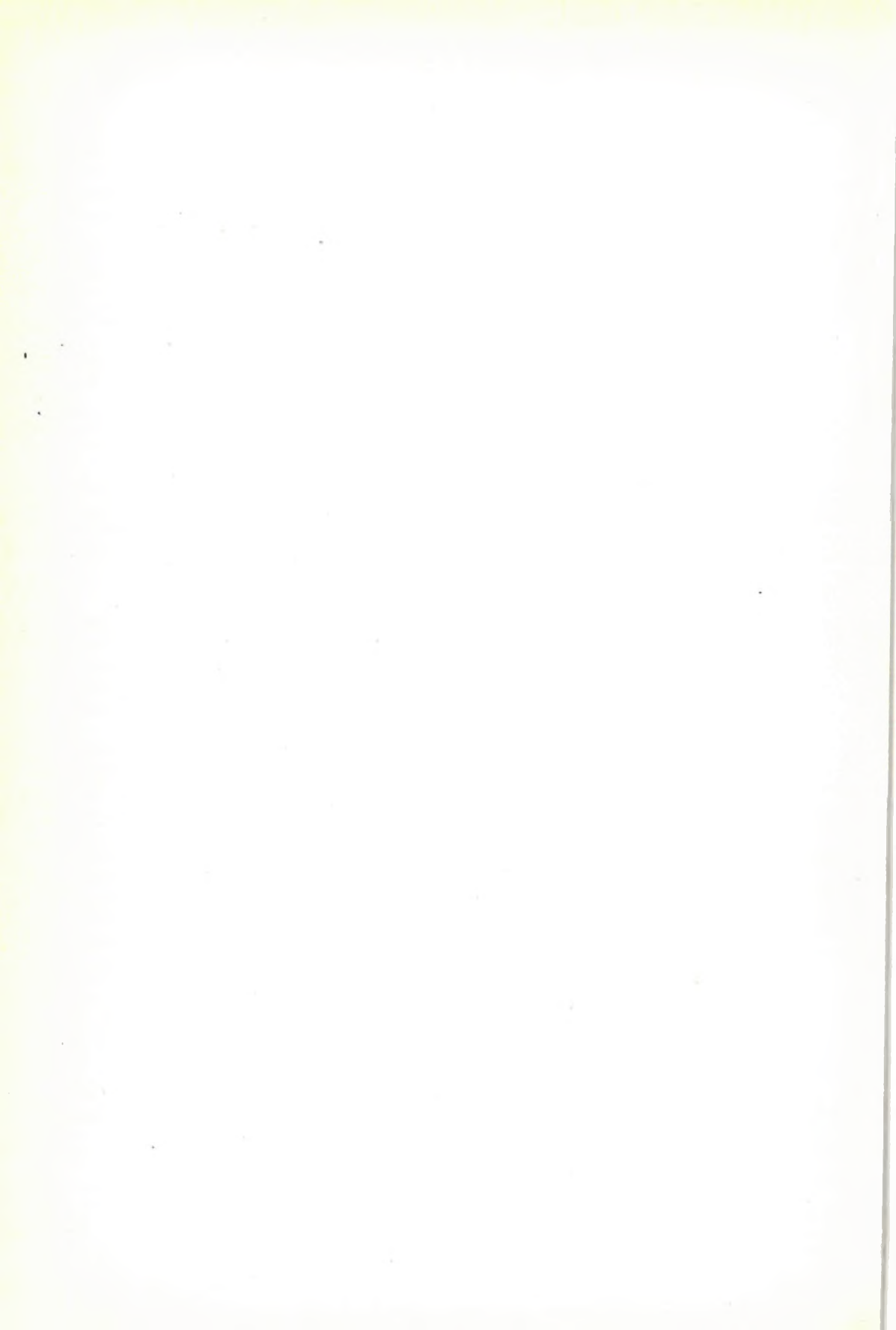
1. A talajlevegőminták begyűjtését sikerült úgy módosítanunk, hogy a holttér csökkentésével a legkedvezőbb körülményeket érjük el.

2. Kidolgoztunk egy nátriumfenolftalátos fotometriás gázelemző eljárást a talajlevegőben levő összes szénhidrogéntartalom meghatározására.

3. A kémiai folyamatok vizsgálata során megállapítottuk az elemzési módszernél optimális NaOH — fenolftalein arányt és a fenolftalát ionok változását a beadagolt széndioxid függvényben.

I R O D A L O M

1. V. A. Szokolov: „Prájámij geohimicseszkie metodü pojszkov nyeftyi.” Moszkva—Leningrád 1947.
2. A. A. Karcev: „Geohimicseszkie metodü pojszkov i rázvedki nyeftjánüh i gazovüh mesztorozsgyenyij.” Moszkva 1954. Gosztoptyehizdát.
3. G. Laubmayer: „A new geophysical prospecting metod, especially for deposits of hydrocarbons.” Petroleum. Vol. 29. No. 18. 1933. p. 1—4.
4. H. N. Turkeltaub: „Cromatográfcieszkij pribor dlja analiza uglevodorodnüh gazov.” Zav. Laboratorija, No. 5. 1949.
5. V. A. Szokolov: „Methods of exploration for natural gas.” Monograph. 1932.
6. Normann A. Spector and Barnett F. Dodge: „Colorimetric method for determination of traces of carbon dioxide in air.” Analytical Chemistry. Vol. 19 1947.



A. BERGH—A. GEDEON—L. STEGENA:

A GEOCHEMICAL RESEARCH METHOD BASED ON THE ANALYSIS OF HEAVY METALS IN RIVER-WATERS

The heavy metal-ions which get into the brooks disappear within several hundred meters from the spot of their entry. On this account the brooks which are negative at their mouths ought to be analysed all along up to their sources lest some spots of metal accumulation be omitted.

Authors examined the circumstances under which these heavy metals are getting into the water of the brooks, and disappearing from there, respectively. Generally the heavy metals do not get into the brooks by means of solution of ores being in direct contact with the water of the brook, but by way of the groundwaters penetrating into greater depths and getting from here into the brook. The disappearance of heavy metals is caused, first of all, by the ion-changing effect of organic colloids.

A FOLYÓVIZEK NEHÉZFÉMVIZSGÁLATÁN ALAPULÓ GEOKÉMIAI KUTATÓ ELJÁRÁSRÓL

BERGH ÁRPÁD, GEDEON ARZÉN, STEGENA LAJOS

A folyóvizek nehézfém-tartalma gyakran hasznos támpontot nyújt iparilag hasznosítható érctelepek felkutatásánál.

Az érctelepek, érc-törmények ugyanis alkotóelemeik egy részét szétküldik a környezetükbe. Ez a szétszóródás elsősorban vizes oldatok alakjában megy végbe. Az érctelepből a pH viszonyoktól és a redoxpotenciál-értékektől függően fémionok jutnak a környező vizekbe. Az oldott fémek egy része a telepek közelében ismét kiválik és diszpergált állapotban, a telepet fedő talajban dúsul fel, más része a talajvizekből a folyóvizekbe kerül.

Így a talajok és a patakvizek nyomelemre történő vizsgálata fontos gyakorlati érc-kutató geokémiai eljárássá fejlődött.

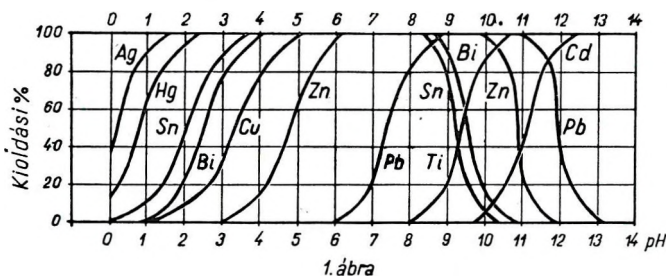
Vogt, Rosenquist, Szergejev és Huff nyomán az utóbbi évtizedben nagymértékben elterjedt a folyóvizek nehézfém-tartalmának vizsgálata érctelepek felkutatása céljából. A természetes vizek nehézfém-tartalma csekély, ezért igen érzékeny elemzési eljárást követel. Leginkább bevált a nehézfémekkel színes komplexet képező szerves kémszerek használata. Egyik legjobban elterjedt kémszer — az említett szerzők által is alkalmazott — difeniltiokarbazon, (ditizon):



A kézirat 1956. március 30-án érkezett be.

A ditizon az oldat pH-jától függően igen sok fémrel ad vörös színű belső komplexet. A kémszer és a nehézfémkomplexek vízben oldhatatlanok, az alkáli fémekkel képzett vegyületei vízben oldódnak. Elemzési célokra a ditizon kloroformos, vagy széntetrakloridos oldatát használjuk. Ha a vizsgálandó vizmintát a szerves oldószerben oldott ditizonnal össze-rázzuk, akkor savanyú és semleges közegben mind a ditizon, mind a ditizonos komplexek a szerves fázisban maradnak. Itt a fémmennyiségtől függően egymás mellett jelenik meg a ditizon zöld és a komplexek vörös színe úgy, hogy a növekvő fémmennyiség esetén a keverék szín a zöldtől a zöldeeské, kékeszöld, kék, kékesbíbor és bíbor színeken keresztül tolódik el a vörösig.

Lúgos oldatban a nehézfémekkel nem reagáló ditizon vízben oldódó alkáli-ditizonáttá alakul. Az alkáli-ditizonátok vízben való oldódása után



1. ábra

a szerves fázisban csak a vörös színű nehézfém-ditizonátok maradnak vissza.

Tepi elemzésre az első, pufferoldattal gyengén savas pH-ra beállított közegben végrehajtott „keverékszín-módszer” bizonyult alkalmasnak. Szabad szemmel ugyanis könnyebb színátmeneteket megállapítani, mint színintenzitást. Az 1. ábrán Welcher nyomán feltüntettük, hogy különböző pH-jú közegekben az egyes fémek hány %-a alakul át komplex-ditizonáttá. Ebből láthatjuk, hogy megfelelő pH viszonyok beállításával és maszkírozószert alkalmazásával az eljárás egy, vagy néhány fémre specifikussá is tehető.

Ha együttesen óhajtjuk a számbajövő nehézfémeket (Ag, Sn, Cu, Zn, Pb) meghatározni, akkor az oldat pH-ját 8 körülire kell beállítani. A Welcher által ismertett mérések cianid pufferre vonatkoznak. Nátriumacetát tompítóoldattal kényelmesebb dolgozni, de méréseink szerint ilyenkor a görbék az alacsonyabb pH értékek felé tolódnak el, és ezért 5,5–6,5 pH-t kell beállítani.

Elemzéseink során nátriumacetát tompítóoldat alkalmazásával a nehézfémek együttes mennyiségét határoztuk meg.

A vizelemző geokémiai érckutatásnak az irodalomban ismertett módszere nagyobb folyók vizsgálatát jelöli meg, mint a kutatás első lépését. Az így pozitívnak talált helyeken a folyásiránnyal szemben haladva keresik meg az anomália eredő helyét. A folyóvizek nehézfém-tartalma azonban rendszerint nem ilyen egyszerűen, csak a természetes

hígulástól függő módon változik. Heide, Szádeczky-Kardoss és mások vizsgálatai szerint a pH-nak, redoxpotenciálnak, szorpciós és ioncserélő folyamatoknak, biológiai tényezőknek is szerepük van. Az alábbiakban leírt vizsgálataink is az ő felfogásukat igazolják. Ennek következtében a kutatási eljárás bizonyos módosításra szorul.

Az 1. táblázatban összefoglaltuk a Kárpát-medence néhány folyójában ditizonnal kimutatható nehézfémtartalmát, összehasonlítva észak-amerikai folyókban mért középértékekkel.

1. táblázat

Folyó	Ditizonnal kimutatható nehézfémtartalom	Szerző
Néhány észak-amerikai folyó középértékben	0,1—0,02	Huff
Duna Budapestenél	0,026	Saját méréstünk
Tisza Szolnoknál, a Zagyva-torkolat felett	0,0011	α α
Zagyva Szolnoknál	0,012	α α
Tisza Szolnoknál, a Zagyva-torkolat alatt	0,0020	α α

A Kárpát-medence két fő gyűjtőfolyójának (Duna, Tisza) és ezen belül a vizsgálat tárgyául választott Mátra-hegység gyűjtőfolyójának, a Zagyvának a nehézfém-tartalma, mint null-érték, megszabja a kimutatandó legkisebb nehézfém-koncentráció nagyságát. Rosenquist—Vogt eljárása szerint ilyen érzékenységre kell az elemzési eljárást beállítani. A Tisza Huff átlagértékeinél kisebb, a Zagyva azonos nagyságrendű nehézfém-tartalmat mutat. Ezért a Huff által is használt, a fenti koncentráció kimutatására alkalmas elemzési eljárással vizsgáltuk meg a Mátra-hegységből lefolyó patakokat, gyűjtőpatakokat. Ilyen érzékenység mellett e patakvízelemzések meglepetésünkre negatív eredménnyel végződtek. Egy patak kivételével seholsem tudtunk a Zagyvánál nagyobb nehézfémionkoncentrációt kimutatni. Az egyetlen patak, amely nagymennyiségű fémiont tartalmaz, a Gyöngyös melletti ércbányán és flotáló üzemen folyik keresztül. Mivel a Mátra-hegységben több ponton ismeretekes érces telérek vagy tömzsök, negatív eredményeinket kétféleképpen magyarázhatjuk: vagy oldatba se jutnak a fémionok, vagy oldatba kerülnek, de valamely másodlagos hatás folytán ismét kiválnak a patakvízből.

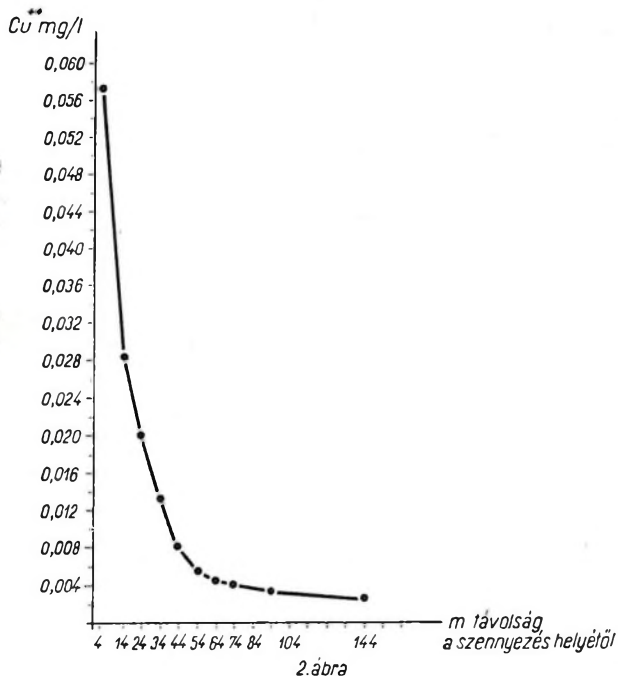
A kérdés eldöntésére mesterséges szennyezési kísérletet végeztünk az egyik negatívnak mutatózó patakban. Egy 0,23 g Cu^{++} /100 ml töménységű oldatból 6 órán keresztül egyenletesen csepegtettünk a patakba és a csepegtetés helyétől különböző távolságokban vizsgáltuk a patak Cu^{++} tartalmát (2. ábra).

A patak vize a szennyezés helyétől 4 m-re 0,05714 mg/l Cu^{++} -t, míg attól 54 m-re 0,00571 mg/l Cu^{++} -t tartalmazott, vagyis a fémionkoncentráció az első 50 méteren tizedrészére csökkent. Az említett szakaszon a patak vízbősége észrevehetően nem változott.

Kísérletet elvégeztünk olyan patakon is, amelyben a „szennyezés” természetes úton, egy teléres zónán való átfolyás útján jött létre. Az ered-

mény itt is azonos volt: a telér harántolásakor a patak nehézfém-tartalma erősen megnőtt, de néhány 100 méter után a nehézfémionok ismét eltűnnek.

A 2. ábrán látható, hogy a szennyezés helyétől 34—44 m távolságban már kisebb koncentrációkat kapunk, mint a főgyűjtőben, a Zagyvában.



Emiatt az elemzési eljárást is érzékenyíteni kell. Hígabb ditizonoldat és nagyobb mennyiségű vízmintha alkalmazásával, 0,0003 mg/l nehézfém-tartalomra érzékenyített eljárással 200 m-es közzel végeztünk méréseket az egyes patakok mentén. Az elemzések eredményét mutatja a 3. ábra. Ezen három terület határolható körül, ahol a patakok magasabb nehézfém-tartalmukkal tűnnek ki. A geológiai ismeretek szerint mindhárom terület valóban érces is. Az így módosított eljárás az érc-telepek szűkebb környezetére kiterjedő félregionális mérésekre lehet alkalmas. Még részletesebb adatokat esetleg a talajelemzéstől várhatunk.

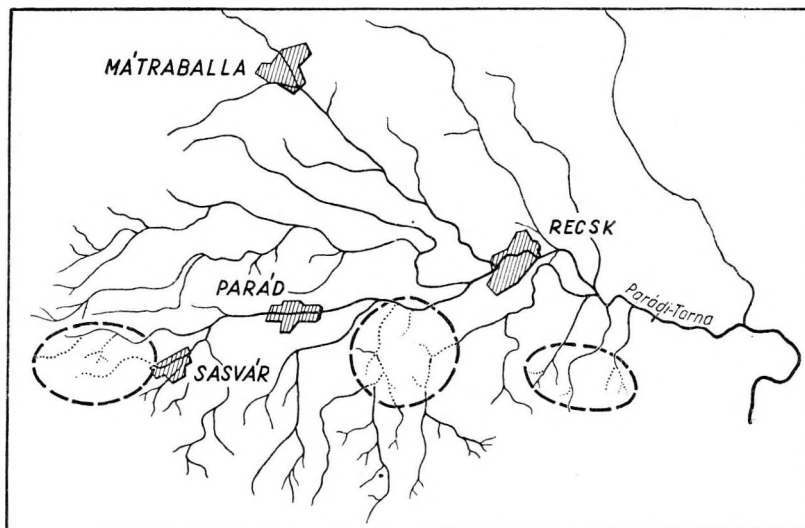
További kísérleteket végeztünk annak tisztázására (1), hogyan kerülnek a fémionok a patak vizébe és (2) mi okozza a patak folyása mentén észlelhető fémioncsökkenést.

1. A nehézfémionok vagy a környező talajvizből jutnak a patakba, vagy pedig úgy, hogy a patakmeder közvetlenül érintkezik érces kibukkanással. Az első eset — talajvíz útján történő patakba jutás — sokkal lényegesebbnek bizonyult. A 2. táblázat egy kisebb mátrai nehézfém-tartalmú patak egy pontján kapott elemzési eredményeket mutatja három különböző időponthan. Eszerint a vízbőség egy nagyságrendi változása esetén a nehézfémkoncentráció alig változik. Ennek megfelelően a lefolyó nehézfém mennyisége nagy vízbőségnél lényegesen nagyobb, mint a kicsinél.

2. táblázat

Mérés időpontja 1955.	X. 25.	XI. 29.	XII. 13.
A mérés előtti 14 napon lehullott csapadék, m/m .	99	20	4
Vízbőség, l/perc	88	15	8
Nhézfémkoncentráció, mg/l	0,111	0,125	0,153
Lefolyó nehézfém mg/perc	98	1,88	1,22

Ha a nehézfémek a patakvízzel közvetlenül érintkező ércek kilúgozása révén kerülnek a patakba, akkor növekvő vízbőség és ezzel párhuzamosan növekvő folyási sebesség esetén csökkennie kellene a fémionkoncentrációnak. A koncentráció növekedése igazolja az Ostle által uránra



JELMAGYARÁZAT: — Megvizsgált patakok, 0,003 mg/l-nél nagyobb nehézfém-koncentrációjú patakrészek; A vizsgálatok alapján elkülöníthető anomáliaterületek. A Parádi-Torna Recsktől iparilag nehézfémekkel szennyezett vízű

3. ábra

történő patakvízvizsgálatoknál talált kimosási („drainage”) hatást. Egy-egy esőzés hidrosztatikusan kiszorítja a régebbi talajvizet, amely már a kőzet repedéseiben nehézfémekkel feldúsult. Ez a víz, amely az altalajt átmosta, kerül esőzéskor a patakba, és emiatt dúsul fel a kioldott nehézfém mennyisége.

Ez a kimosási hatás a folyóvízelemző eljárás szempontjából kedvező, mert a patakvízelemzés nemcsak a közvetlen felszínről ad felvilágosítást, hanem a vizek mozgékonyasága folytán, mélyebbről is. Így a patakvízelemzés nagyobb területről nyújt egyesített képet, továbbá az ércteleptől nagyobb távolságra is figyelmeztet annak esetleges jelenlétére.

2. Az eljárás szempontjából igen fontos jelenség az ércesedett helyeken oldatba kerülő nehézfémionok eltűnése a patak vizéből.

A nehézfémionok csökkenését az alábbi tényezők okozhatják:

- a) kémiai reakció a patakvízben oldott anyagokkal,
- b) a talajvízhez képest a patakban megváltozott pH és redoxpotenciál érték következtében beálló kiválás,
- c) ioncserélő folyamatok: abszorpció a patakmederben, illetve a vízben lebegő kolloidok felületén, vagy beépülés a patakmederben levő szilikátok térrácsába.

Nehézfémekkel reagálhat pl. a patakvíz szulfidion tartalma. Ha a fémionok eltűnését ilyenszerű kémiai reakció okozza, a kémiai reagensnek a patakvízben a fémionokhoz képest feleslegben kell lennie. A fémionkoncentráció-csökkenés ebben az esetben feltehetően időben fokozatosan előrehaladna. Ha tehát a patakvízből vett mintát állni hagyjuk, vagyis biztosítjuk a reakció lefolyásához szükséges időt, a fémionok mennyisége csökkenni fog. Néhány patakából mintát vettünk olyan helyek közelében, ahol a nehézfémek oldatba kerülnek. E mintákat huzamosabb ideig állni hagytuk és időnként megvizsgáltuk. A ditizonnal kimutatható nehézfémek mennyisége napok múltán sem csökkent. A kísérlet negatív eredménye az idegen reagáló anyag szerepét kizárja.

A fémionok eltűnésének másik oka lehet, hogy a patakvízben a pH viszonyok és a redoxpotenciálértékek eltérők a talajvíztől. A Mátrahegység mindenhol lomblevelű erdővel borított, talaja sok huminsavat tartalmazó erdőségi talaj. Az itt előálló savanyú pH kedvez a fémek oldásának. A patakvízben uralkodó magasabb pH viszonyok mellett várható, hogy a pozitív redoxpotenciálú fémek (pl. Cu) újra kiválnak. Ezt a hatást azonban — a számbajövő kis koncentrációk és redoxpotenciál változások miatt — csekélyebb jelentőségűnek véljük.

Vizsgálataink szerint jelentős szerepe van az irreverzibilis ionkicserélő folyamatoknak. A patakban jelenlevő nagy mennyiségű szervesetlen kolloidok részint felületi és intramicelláris adszorpció, részint agyagásványok rácsába történő beépülés révén lekötik vagy kicserélik a vízbe kerülő nehézfémeket. Heide a Saale folyó nehézfém-tartalmát vizsgálva megállapította, hogy a lebegő iszap többször annyi fémeket tartalmaz, mint a folyó vize. A mátrai agyagos erdőtalaj adszorpciós kapacitása kb. 10—40 mg ekvivalens/100 g, azaz 100 g talaj közepesen pl. 0,6 g Cu^{++} -t képes megkötni. A patakvízben levő nehézfémkoncentrációk ennél több nagyságrenddel kisebbek. Vizsgálataink szerint valószínű, hogy ezt a kis mennyiségű nehézfémeket a talajok elsősorban irreverzibilisen, a kristályrácsba való beépüléssel kötik meg. Három mátrai erdőtalajmintából 25—25 g-t 100 ml, szobahőmérsékletű, ditizonnal fémmmentesített desztillált vízzel 30

3. táblázat

	Nehézfém-mennyiség, $\mu\text{g Cu}^{++}$ -ra számolva		
	I. talaj	II. talaj	III. talaj
1. kioldás	2,1	3,3	6,3
2. kioldás	3,5	3,8	6,8
3. kioldás	3,2	4,5	7,0
Szennyezés 50 $\mu\text{g Cu}^{++}$ -al			
4. kioldás	4,9	9,0	16,1
5. kioldás	3,2	4,9	14,0
6. kioldás	2,8	3,5	7,0

percig összeráztunk. A szuszpenzió centrifugálása után ditizonnal meghatároztuk az oldatba került nehézfém mennyiségét. Dekantálás után a talajmintákat még ötször egymás után hasonló körülmények között 100 ml vízzel összeráztuk, majd centrifugálás után mindig meghatároztuk az oldat nehézfém-tartalmát. A negyedik adag vízbe $50 \mu\text{g Cu}^{++}$ -t tettünk. Az eredményeket a harmadik táblázat tartalmazza.

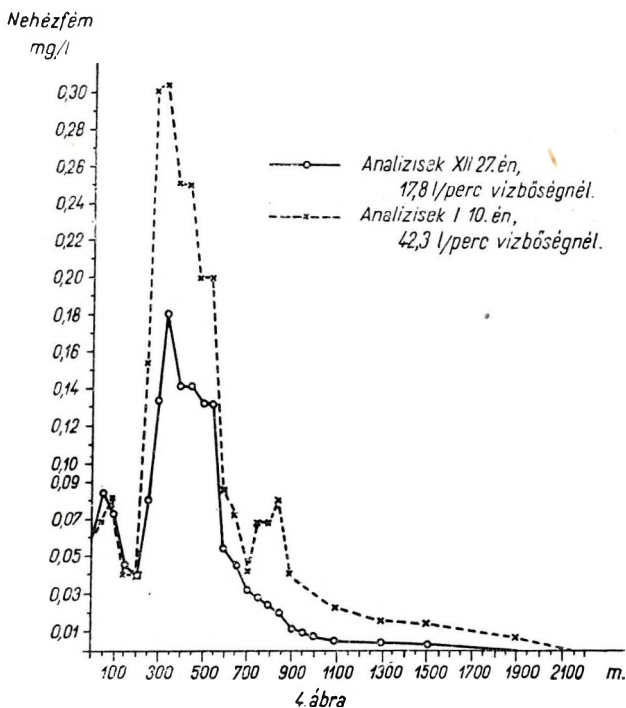
A beadagolt, $50 \mu\text{g Cu}^{++}$ -ból az I. talaj csak mintegy $2 \mu\text{g}$ -ot kötött meg reverzibilisen, a többi $48 \mu\text{g}$ -ot nem adta vissza. A II. talaj 6, a III. talaj $17 \mu\text{g Cu}^{++}$ -t reverzibilisen, és 44, ill. $33 \mu\text{g Cu}^{++}$ -t irreverzibilisen kötött meg.

A 4. ábra egy patak mentén mutatja a nehézfémelemzések eredményét, két különböző időpontban és vízbőségnél. A megnövekedett vízbőség esetén sem nyúlt el az anomália alakja a vízfolyás irányában. Reverzibilis, felületi abszorpció esetén ez a hatás várható lett volna. A szilárd és a folyékony fázisban levő nehézfém arányát ui. a reverzibilis szorpció esetében az állandó értékű megoszlási hányados szabja meg. Nagyobb vízmennyiség esetén több nehézfém marad a folyékony fázisban, és ez csak később tűnik el.

A 4. ábrán feltüntetett eredmények szépen szemléltetik az említett kimosási hatást. A nagyobb vízbőségnél mért adatok általában nagyobbak. A maximumok, különösen a 850 m-nél jelentkező maximum definiáltabb, mert a nehézfém-tartalmú talajvizek betörése esőzés után, nagyobb vízbőségnél erősebb.

Az esőzések folytán beálló vízbőségváltozásnak kettős hatása van. Az egyik a fentiekben már tárgyalt kimosási hatás. A másik, hogy az esővíz hígítja a patakban levő fémionkoncentrációt. E két ellentétes hatás eredményétől függ a patakvíz fémiontartalmának időbeli változása. Hirtelen lezúduló eső a kimosás bekövetkezését és a fémionkoncentráció megnövekedését eredményezi.

Egyes helyeken végzett, többször megismételt méréseinkből az következik, hogy a biológiai szorpciónak, a növények és esetleg baktériumok



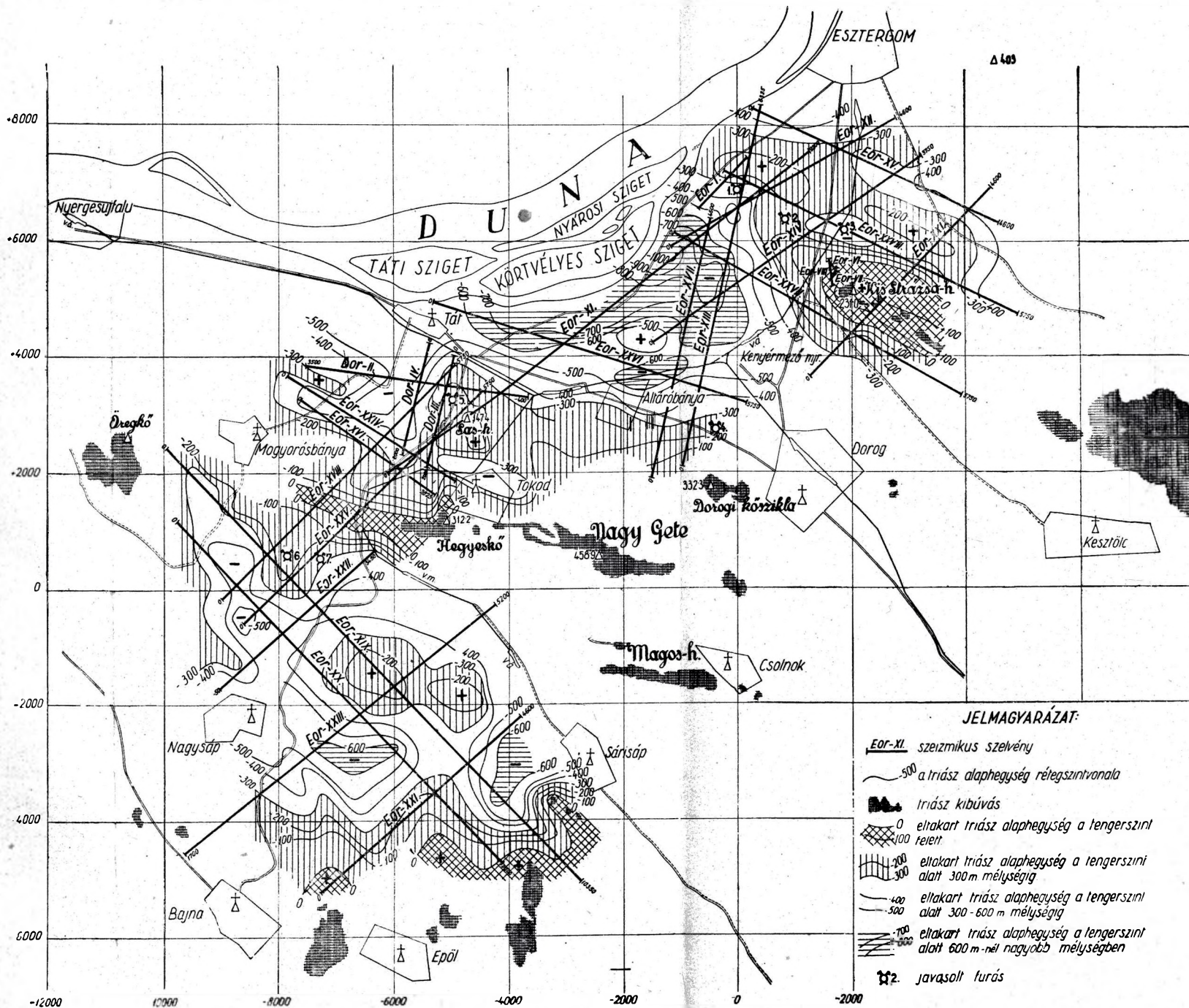
tevékenységének nincsen lényegesebb szerepe. Több ponton, 1955 május 1. és 1956 február 15. között többször megismételtük az elemzéseket. Az eredmények csupán a csapadék következtében változtak, ingadoztak. A növények biológiai tevékenységének fenti időszak alatti lényeges csökkenése nem befolyásolta a patakok nehézfém-tartalmát.

E vizsgálatainkból kitűnik, hogy a leírt érzékenyebb eljárás követendő minden olyan területen, ahol az agyagos kolloidok ioncserélő hatásával kell számolni, azaz jóformán mindenütt. A Huff—Rosenquist-féle eljárás eredeti formájában csak ott alkalmazható, ahol igen sok nehézfém jut oldatba, vagy ahol a sziklás meder és tiszta víz miatt ioncserélő folyamatokra nincs lehetőség.

Végül köszönetet mondunk Pantó Gábornak, Jantsky Bélának, Kiss Jánosnak és Kisvarsányi Gézának, akik a geológiai részben, Poór Miklósnak, aki a terepi munkánál nyújtott hasznos segítséget.

IRODALOM

1. *Rosenquist A. M. and Vogt T.*: Geokjemisk og geobotanisk malmleting V. Bettemelse av kobber i vannprover analysemetoden. Forh. K. Norske vidensk. selsk., 15, no 22, 1943.
2. *Starr C. C.*: Leaf samples as an aid to prospecting for zinc. Western Miner, 22, 1943.
3. *Szergejev Je. A.*: Vizelemzés fémes érclelőhelyek kutatására. Razvedka Nedr, 12, no 2, 1946.
4. *Leach P.*: Simple chemical tests aid prospectors. Eng. Min. J., 148, (10), 1947, 78—79.
5. *Welcher F. I.*: Organic analytical reagents. 1947. D. Van Nostrand Co. I. N. C. New York.
6. *Huff Lyman C.*: A sensitive field test for heavy metals in Water. Econ. Geol., 12, 1948.
7. *Webb—Millmann*: Heavy metals in natural waters as a guide to ore. Bull. Inst. Min. Metall., no 518, Jan, 1950.
8. *Lovering T. S., Huff L. C. and Almond H.*: Dispersion of copper from the San Manuel copper deposit, Pinal County, Arizona. Econ. Geol., 45, 1950. 493—514.
9. *Chisholm E. O.*: A simple chemical method of tracing mineralization through light non residual overburden, Canad. Inst. Min. Metall., 53, 1950. 44—48.
10. *Millmann A. P.*: Geochemical prospecting by the field analysis of surface Waters. Mine and Quarry Eng., 16, 1950. 145—148.
11. *Warren, Delavault, Irish*: Improved dithizone field test for heavy metals in Water. Bull. Geol. Soc., 61, no 12, 1950. p. 1533.
12. *J. J. Jakosky*: Exploration Geophysics VIII. Mc Graw Hill. 1950.
13. *Heide F.*: Geochemie der Süßwasser. Chemie der Erde, 16, 1952.
14. *J. S. Webb*: A Review of American progress in geochemical prospecting and recommendations for future British work in this field. Bull. Inst. Min. Metall., no 557, Apr. 1953.
15. *Koch S.*: A geokémia szerepe a földtani kutatásokban. Földtani Közlöny, 82, 1953. 1—3.
16. *Ostle D.*: Geochemical prospecting for uranium. Mining Magazine 91, no 4, oct., 1954.
17. *Szádeczky-Kardoss E.*: Geokémia. Akadémiai Kiadó. 1955.



1. A mérési területen a triász alaphegység rétegszintvonala térképe

K. POSGAY:

SEISMIC SURVEY IN THE COAL-BASIN OF ESZTERGOM, 1955.

A seismic group of the Hungarian Geophysical Institute Roland Eötvös determined the by means of refraction measurements depth and structure of the trias basement-rock in the coal-basin of Esztergom, in the area Esztergom—Tokod—Nagysáp—Ebszőny—Sárisáp. Author gives account of the results of the survey and proposes to investigate some parts of the region by further borings, refraction and reflexion measurements respectively. In his opinion the contour map obtained by the survey is partly setting in a frame the knowledge of the region gathered so far and partly is throwing new light upon it. Author hopes that the results are contributing to the discoveries of the region and will thus prove the applicability of geophysical measurements in coal-basins.

1955. ÉVI SZEIZMIKUS MÉRÉSEK AZ ESZTERGOMVIDÉKI SZÉNMEDENCÉBEN

POSGAY KÁROLY

B E V E Z E T É S

A geofizikai mérések segítségével a geológiai viszonyok gyorsan és kevesebb mélyfúrással, tehát kisebb költséggel határozhatók meg. A szeizmikus méréseket megelőző geológiai és gravitációs kutatások a medence szerkezetét már nagy vonalakban tisztázták. Az 1955. évi szeizmikus méréseink már részletesebb képet nyújtottak és meghatározták az alaphegység mélységét és lefutását.

A kiértékelés folyamán figyelembe vettük az irodalomban ismertetett újabb vizsgálatok eredményeit (6., 7., 9., 10., 24.), továbbá a szelvények közelében lemélyített mélyfúrások adatait is.

A felszíni geológiai adatoknak, a méréseinket megelőző geofizikai mérések eredményeinek, továbbá a megszerzhető fúrási adatoknak áttanulmányozása és méréseinkkel történt egyeztetése alapján szerkesztettük meg a triász alaphegység átnézetes rétegszintvonalas térképét (1. rajz).

A szelvényeinkben kapott mélységeket igyekeztünk a keresztszelvények, illetve az előbb felsorolt adatok alapján függőleges mélységre átszámítani. A rétegszintvonalas térképen már az átszámított mélységeket

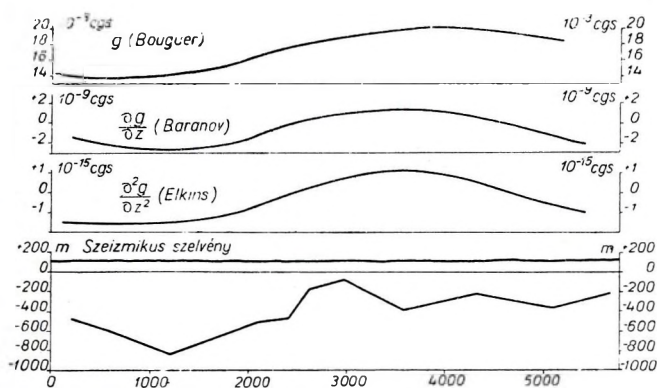
A kézirat 1956. augusztus 28-án érkezett be.

tüntettük fel. A térképbe berajzoltuk az 1955. évi szelvények (Eor XI—XXIX.) helyét, azonkívül az 1953. és 1954. évi szeizmikus mérések (12., 16., 17.) területünkre eső szelvényeinek helyét, továbbá a Dorogi Bányatröszt Henrik hegyre vonatkoztatott koordinátarendszerét is.

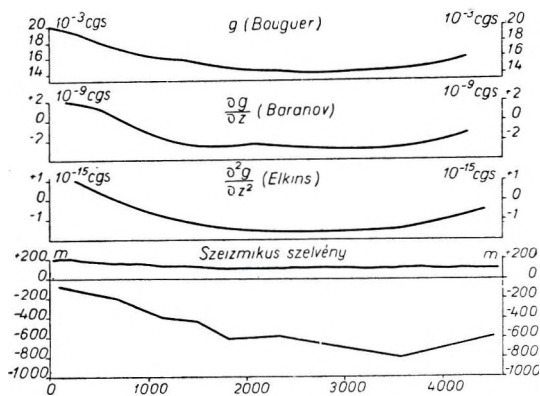
Méréseinknek és az előző szeizmikus mérések eredményeinek összehasonlítása

Az 1955. évi mérési területen 1953-ban refrakciós (12., 16.) és 1954-ben reflexiós (17.) mérések voltak.

A Tát környékén végzett refrakciós méréseknél már észrevették a terület rendkívül rossz energiaátadási viszonyait. Pálos Miklós jelentésében említi, hogy számos helyen az első beérkezéseket nehezen, vagy egyáltalán nem lehetett bejelölni. Ez a bejelölési bizonytalanság tette indokolttá, hogy méréseink megkezdése előtt, a tervezési munkák során eredményeiket átnézzük és az 1953.



2. Az Eor XIV. szelvény menti Bouguer anomália-, vertikális gradiens- és a második derivált-görbe és a refrakciós mérésekkel meghatározott alaphegységkontúr



3. Az Eor XVII. összehasonlító szelvénye

egyáltalán nem lehetett bejelölni. Ez a bejelölési bizonytalanság tette indokolttá, hogy méréseink megkezdése előtt, a tervezési munkák során eredményeiket átnézzük és az 1953. óta nyert tapasztalatoknak megfelelően átjavítsuk. Az így kapott szelvények egyeznek eredményeinkkel, úgyhogy azokat a triász alap hegység rétegszintvonalas vázlatának

megszerkesztésekor figyelembe vettük.

Az 1953. évi sekélyszeizmikus mérések kisebb jelentőségűek 1955. évi méréseink szempontjából.

A Kis-Strázsahegy lábánál az Eor VI., Eor VII. és Eor VIII. szelvényekben nyert eredmények beleillenek rétegszintvonalas térképünkbe.

Az 1954. évi reflexiós méréseknél az Eok. I. vonalban csak néhány napos kísér-

letet végeztünk az Esztergom—Tát-i műút mentén. Csupán egyetlen harmadrendű és néhány kétes reflexiót kaptunk (17. jelentés 18. melléklete). Az 1955. évi mérések magyarázatot adnak: meredek vetődés felett végeztük méréseinket. A harmadrendű reflexió a vetősíkról verődött vissza.

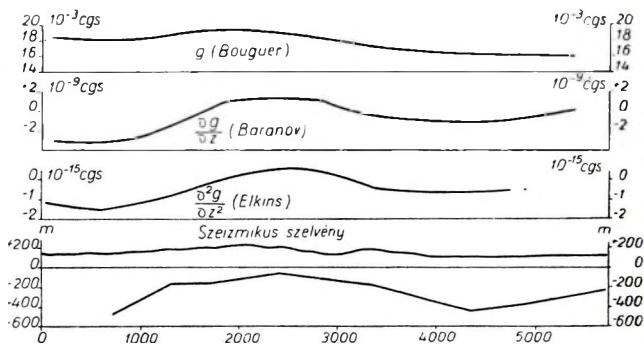
A szénmedencében végzett gravitációs és szeizmikus méréseink összehasonlítása

Az 1954. évi graviméteres méréseknél (19.) az esztergomvidéki szénmedencében sűrített, általában 500 m-es állomásközzel dolgoztak. A jelentéshez mellékelte Bouguer anomáliatérkép jó áttekintő képet ad a medence szerkezeti viszonyairól. A Gravitációs Osztály méréseink kiértékelésével egyidőben elkészítette a vertikális gradiens (2.) és a második derivált (a vertikális gradiens változása a mélységgel) térképét is Baranov, illetve Elkins (5—14. old.) módszerével. Mindkettő a Bouguer anomáliatérképénél részletesebb képet nyújt, s véleményünk szerint főleg a vertikális gradiens térkép a további kutatásoknál jól felhasználható. Összehasonlítóképpen néhány szelvényünkön

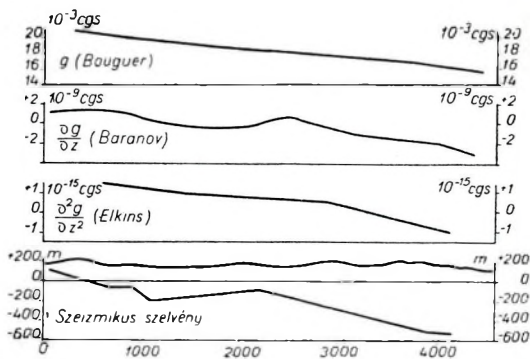
leolvasható g , $\frac{\partial g}{\partial z}$, $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$

értékeket és a triász alaphegység lefutását is. Az Eor XIV. szelvény mentén a három gravitációs görbe egyező lefutású (2. rajz) és nem jelentkezik az alaphegységnek az Eor XIV. szelvény 4300 m-es pontja táján meghatározott kiemelkedése. Ezen a részen a gravitációs állomásokat túlságosan ritkán helyezték el. Ez a kiemelkedés a szeizmikus mérések szerint egy eltakart vonulathoz tartozik, melynek ÉNy-i részét már a vertikális gradiens térkép is mutatja.

Az Eor XVII. szelvényen (3. rajz) már szembeszökő a különbség a gravitációs görbék között. Mindhárom jellemző ugyan az alaphegységre, a leg-
részletesebb képet, amelyik leg-



4. Az Eor XVIII. összehasonlító szelvénye



5. Az Eor XXI. összehasonlító szelvénye

jobban megfelel az alaphegység lefutásának, a vertikális gradiens adja.

Az Eor XVIII. és Eor XXI. szelvényünkénél is ez a helyzet. Az alaphegység lefutását a legszebben a vertikális gradiens görbe követi (4., 5. rajz).

Az alaphegység rétegszintvonalas térképének megszerkesztésénél a vertikális gradiens térképet megfelelő kritikával fel is használtuk és sok esetben nagy segítségünkre volt.

Mérési eredményeink geológiai értelmezése és javaslatok a terület további felkutatására

Területünk töréses szerkezetű (40—230. old.). Az alaphegység, majd a reá települt rétegek törések mentén rögökre tagolódtak. Az egyes rögök függőleges irányban is többször elmozdultak, s az elmozdulás iránya az egyes időszakokban változó is lehetett (44.). Az idők folyamán a régebben kialakult rögök részben újabb törésrendszerek mentén darabolódtak fel (32., 42.), részben a régebbi szerkezeti irányok újultak ki (8., 29.). Az egyes rögökön található kőzetek a rögöknek a rétegek keletkezési idejében elfoglalt helyzetét mutatják, a réteghiányról pedig a rög kiemelkedésére, esetleges későbbi lepusztításra következtethetünk.

Rétegszintvonalas térképünkről egyrészt az egyes rögök kiterjedésére következtethetünk, másrészt jelenlegi elhelyezkedésüket állapíthatjuk meg. Mérési eredményeink tehát a felszíni geológiai megfigyeléseknek, a bányászati és fúrási adatoknak értelmezését megkönnyítik, azokat szinte keretbe foglalják és így lehetővé teszik a terület racionálisabb és gazdaságosabb felkutatását.

Az alábbiakban a geofizikai mérési eredményeknek és a geológiai viszonyokat ismertető művek nagy részének (1—5., 8., 11—20., 22., 23., 25—44.), továbbá a bányászati és fúrási adatoknak egybevetése alapján javasoljuk a terület egyes részeinek feltárását.

Kis Strázsahegy környéke

Az esztergomvidéki szénmedence ÉK-i szélének kérdését az eddigi kutatások még nem tisztázták. Reméljük, hogy méréseink támpontot nyújtanak a további eredményes kutatáshoz.

Méréseinkkel a Kis Strázsahegy vonulatával párhuzamos ÉNyNy—DKK-i irányú, eltakart gerincet mutattunk ki, melyre a felszín és a keret-tektonika alapján következtetni nem lehetett (11., 20., 28., 31., 43.). A két vonulat között a Kis Strázsahegytől K-re a felszíni kibúvás alapján műre nem érdemes „fornai” telepeket tártak fel (43—144. old.), viszont a méréseinkkel kimutatott gerinctől K-re lemélyített kutatófúrások meddők voltak. A kérdéses tektonikai árok valószínűleg több részre tagolódik. A Kis Strázsahegytől K-re eső lépcsőt (melyen a „fornai” telepecskék is vannak), egy közel K—Ny-i irányú vetődés választhatja el az árok ÉNy-i részétől, melyet egy közel É—D-i törésvonal oszt két részre.

Mindkettő önálló egységnek tekinthető, melyek felkutatását a közeli eocén előfordulás és a viszonylag kis mélység indokolttá teszi.

A területen három fúrás lemélyítését javasoljuk a Henrik heggyre vonatkoztatott koordinátarendszerben a következő pontokon:

$$\begin{array}{lll} x_1 = +6900 \text{ m} & x_2 = +6350 \text{ m} & x_3 = +6200 \text{ m} \\ y_1 = 0 \text{ m} & y_2 = +850 \text{ m} & y_3 = +1900 \text{ m} \end{array}$$

A Kis Strázsahegytől DNy-ra mély tektonikai árok húzódik. Az eocén itt aránylag nagy (500 m-nél nagyobb) mélységben várható csak. Felkutatását nem tartjuk időszerűnek.

Kenyérmező—Tát-i síkság

A Sashegy, Erzsébethánya és XV., XVI-os akna mezejéhez viszonyítva, ezektől É-ra levett rögöket találunk. A fedőrétegek dőlése meg egyezik a triász dőlésével: ÉÉK-i (18. jelentés 5., 7., 11. melléklete). Az Eor XIV. szelvényünk elején (2. rajz) kiemelkedés mutatkozik. A felszíni építmények miatt ennek a viszonylag magasabb résznek megvizsgálása refrakciós módszerrel nem lehetséges. Néhány napos kísérleteink során megbízható reflexiókat nem sikerült nyernünk. A reflexiós kísérletek megismétlését egyrészt csoportszeizmométerekkel, másrészt magnetofonos regisztrálással javasoljuk. Amennyiben a kísérletek során sikerül megbízható reflexiókat kapnunk az alaphegységről vagy annak közeléből, úgy javasoljuk a felemelt rög méreteinek és mélységének pontosabb meghatározását.

A Dorogi Kősziklától É-ra levő területet a sűrű magasfeszültségű hálózat miatt nem vizsgálhattuk meg. Szelvényeinkből a gravitációs térképek alapján extrapolálva javasoljuk kutatófúrás kitűzését a Dorogi Bányatröszt koordinátarendszerében

$$\begin{array}{l} x_4 = +2700 \text{ m} \\ y_4 = -400 \text{ m koordinátájú ponton.} \end{array}$$

Tokod, Mogyorós- és Ebszönybánya környéke

Több négyzetkilométernyi területen található a triász alaphegység aránylag kis mélységben. A területet a Nagygete—Hegyeskö és a folytatásukban levő eltakart triászvonulat osztja ketté. Tudomásunk szerint a vonulat mindkét oldalán mélyülnek kutatófúrások. Erről a területről csupán annyit jegyzünk meg, hogy azt valószínűleg egy ÉÉK—DDNy irányú törésvonal (amelyik kb. a 200-as szintvonalunk környékén húzódik) két részre osztja. A Ny-i magasabban, a K-i szárny mélyebben van.

A Nagygete—Hegyeskö és a Sashegy közötti tektonikai árok (4.) kiterjedését a vertikális gradienstérkép alapján határoltuk körül. Az ároktól É-ra levő részen javasoljuk a kutatások folytatását. A Sashegy környékén kiemelt területet találunk. Körülbelül $1/8 \text{ km}^2$ -nyi részén már fejtették is az eocén telepet (27.). A D-i részen levő eltakart triászmagaslat

Ny-i oldalán folytak a bányaműveletek. A fejtésektől Ny-ra eső rész tagoltnak látszik. Kutatófúrás lemélyítését a rög É-i részén javasoljuk. Henrikhegyre vonatkoztatott koordinátái:

$$x_5 = + 3200 \text{ m}$$

$$y_5 = - 4950 \text{ m.}$$

Erzsébetbánya és a Sashegy közötti területen méréseket nem végeztünk. (A refrakciós szelvénynek az Erzsébetbánya-i fejtések felett is át kellett volna haladnia, s azok valószínűleg zavarták volna méréseinket.) Szalai Tibor főgeológus szíves közlése szerint a terület felkutatását ő már javasolta. A geofizikai adatok alapján javaslatát megismételjük.

Nagysáp—Sárisáp közötti terület

A geofizikai eredmények a területet tektonikailag új megvilágításba helyezik. Méréseink itt is egy közel K—Ny-i irányú felemelt rögöt mutattak ki, melytől É-ra és D-re mély árok húzódik. Az árkokat egy-egy nyereg osztja ketté. A felemelt rög D-i oldalán és a D-re eső nyeregben egy ÉNy—DK-i pásztában már több kutatófúrást mélyítettek le. Ezek legnagyobb része a „paleocén” telepet műre érdemes kifejlődésben harántolta (30., 33., 44.). A kutatás folytatása a geofizikai eredmények alapján indokoltnak látszik, de mivel a Sárisáp—Nagysáp-i területről alkotott mai felfogásunk eltér a területtel foglalkozó geológiai művektől (30., 31., 33., 44.), melyek alapján a szelvényrendszerünket ÉNy—DK, DNy—ÉK-i irányban tűztük ki, a fúrások kitűzése előtt É—D, K—Ny-i szelvényrendszerben végzett refrakciós méréseket javasolunk a szóban forgó felemelt rög pontosabb meghatározására, ugyanis erősen tagolt területeken a fő szerkezeti irányokra merőleges szelvényrendszerrel megbízhatóbb eredmények nyerhetők (21.).

Fúrások lemélyítését csupán a rög É-i oldalán húzódó ároktól É-ra javasoljuk, ahol sűrűbb szelvényrendszerrel dolgoztunk. A triász alaphegység itt viszonylag kisebb mélységben van, s ez a terület a Nagygyete és a Magoshegy közötti szénmező folytatását képezheti, ezért felkutatása indokolt. Fúrások mélyítését a következő koordinátájú pontokon javasoljuk:

$$\begin{aligned} x_6 &= + 600 \text{ m} \\ y_6 &= - 7800 \text{ m} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} x_7 &= + 500 \text{ m} \\ y_7 &= - 7250 \text{ m} \end{aligned}$$

ÖSSZEFOGLALÁS

Az esztergomvidéki szénmedencében Esztergom—Tokod—Nagysáp—Ebszőny—Sárisáp környékén refrakciós mérésekkel a triász alaphegység mélységét és szerkezetét meghatároztuk. A geológiai viszonyokat ismertető művek nagy részének, a megszerezhető fúrási adatoknak és az előző geofizikai méréseknek áttanulmányozása és méréseinkkel történt egyeztetése alapján javasoljuk a terület egyes részeinek fúrásokkal, illetve refrakciós

és reflexiós mérésekkel történő további kutatását. Úgy érezzük, méréseink részben keretbe foglalták a területről eddig nyert ismereteket, részben új megvilágításba helyezték azokat. Reméljük, eredményeink hozzájárulnak a terület feltárásához, s ezzel bizonyítani fogják a geofizikai mérések jó alkalmazhatóságát szénmedencéinkben.

Ezúton is köszönjük Lévárdi Ferencnek, a Dorogi Szénbányászati Tröszt igazgatójának, Csanádi László főmérnöknek, Szalai Tibor és Szabó Nándor főgeológusoknak és a Dorogi Szénbányászati Tröszt és a Tokodi Mélyfúró Vállalat több dolgozójának segítségét, mellyel munkánkat elősegítették.

Az ismertetett méréseket a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1/2 szeizmikus csoportja végeztte. Munkánk eredményességét csoportunk valamennyi tagjának szorgalmas, jó munkája tette lehetővé.

A mérésekben e sorok íróján kívül Annau Edgár, Erős János, Mituch Erzsébet és Szádeczky-Kardoss Márta kutatók vettek részt.

I R O D A L O M

1. A Dorogi Szénbányászati Tröszt régi bányaműveleteinek nyilvántartásáról felfektetett térképei. Földt. Int. Gazdaságföldtani adattár. Sz. 174.

2. *Bender L.-né*: Az Esztergom–Dorog-i szénmedence területén végzett graviméter mérések feldolgozása a magasabb deriváltak módszerével. 1956. Geof. Int. Adattár.

3. *Benkő F., Jantsky B., Erdélyi M.*: Az 1955. évi perspektivikus fúrások tervezete. Földt. Int. Gazd. Adattár. Sz. 164.

4. *Erdélyi M.*: Tájékoztató jelentés az 1954–55. évi perspektivikus fúrásokról. 1955. Földt. Int. Gazd. Adattár. Sz. 165.

5. *Facsinay L.*: A graviméter mérések korszerű értelmezésének módszerei. Geof. Közl. II. Köt. 11. sz. 1953.

6. *L. I. Faust.*: A velocity functions including lithologic variation. Geophysics. Vol. XVIII. Nr. 2. April 1953. — 271. old.

7. *D. S. Hughes*: The effect of pressure on the reduction of pore volume of consolidated sandstones. Geophysics. Vol. XVIII. Nr. 2. April. 1953. — 298. old.

8. *Jaskó S.*: Adatok az Alcsut–Etyek-i dombvidék földtani ismeretéhez. Föld. Közl. 1939. LXIX. 4–6. 109. old.

9. *Kilczér Gy.*: Antiklinális adatainak kiszámítása a refrakciós terjedési idő-görbéből. Geof. Közl. II. köt. 3. sz. 1953.

10. *Kilczér Gy.*: Átlótt és inverz réteg kimutatásának lehetősége szeizmikus refrakciós méréssel. Geof. Közl. IV. köt. 2. sz. 1955. — 57. old.

11. *Lengyel E.*: Az Esztergom–Pilismarót–Pilisszentlélek közti oligocén terület, különös tekintettel a szénelőfordulásra. 1952. Földt. Int. Alapadattár. Sz. 126.

12. *Pálos M.*: Jelentés az 1953. évi Tát környékén végzett szeizmikus mérésekről. Geof. Int. Adattár.

13. *Pálos M.*: Az Oroszlány környéki szeizmikus mérések értelmezése. Bányászati Lapok. 1956. febr. — 97. old.

14. *Polifka K.*: A Pilis hegység geológiája. — (A Pilis hegység geográfiája c. bölcsészdoktori ért. Bp. 1916. — 6. old.)

15. *Posgay K.*: Előzetes jelentés a Magyar Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézetnek 1955. évben végzett „bányaművelési geofizika”-i méréseiről. Geof. Int. Adattár.

16. *Posgay K.*: Jelentés az Esztergom környékén végzett refrakciós feltalajkutató mérésekről. 1953. Geof. Int. Adattár.
17. *Posgay K.*: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet II/3. szeizmikus csoportjának 1954. évben az esztergomi szénmedencében végzett reflexiós szeizmikus méréseiről. Geof. Int. Adattár.
18. *Posgay K.*: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet I/2. szeizmikus csoportjának 1955. évben az esztergomi szénmedencében végzett refrakciós szeizmikus méréseiről. Geof. Int. Adattár.
19. *Reményi Gy.*: Jelentés az 1954. évben az Esztergom — Dorog-i medencében és környékén graviméterrel végzett mérésekről. Geof. Int. Adattár.
20. *Reményi K. A.*: A Pilis hegység ÉNy-i részében végzett földtani megfigyelések. Bp. 1950. Földt. Int. Adattár. T. 164.
21. *Romberg*: Limitations of seismic method of mapping faults. Geophysics. okt. 1952. — 827. old.
22. *Rozlozsnik P.*: Földtani jegyzetek az Esztergom vidéki paleogén medence Ny-i részéről. Földt. Int. évi jel. 1920—23-ról. Bp. 1925. — 50. old.
23. *Rozlozsnik P., Schröter Z., Telegdi Roth K.*: Az Esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. Bp. 1922.
24. *R. Rösler*: Experimentelle Untersuchungen zur Abhängigkeit der Schallgeschwindigkeit von der Druckbeanspruchung bei Gesteinen. Freiburger Forschungshefte. C. 12. Juni. 1953.
25. *Scheffer V., Kántás K.*: A Dunántúl regionális geofizikája. Földt. Közl. Bp. 1949. — 327. old.
26. *Schmidt E. R.*: A Dunántúli Magyar Középhegység ÉK-i részének hegyszerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata. Bányászati Lapok. 1952. Jan. — 31. old.
27. *Schmidt S.*: Az Esztergomi szénmedence bányászatának ismertetése. 1932. Esztergom.
28. *Schröter Z.*: A Kesztölc—Esztergom környéki harmadkori dombvidék. Földt. Int. évi jel. 1951. évről. Bp. 1953. — 151. old.
29. *Szalai T.*: Adatok a Dunántúl hegyszerkezetéhez. A hajlításra váró igénybevétel és a hévíz feltörések közötti összefüggés. Bányászati Lapok. 1951. okt. — 543. old.
30. *Szalai T.*: A nagysápi terület földtani viszonyai. 1953. Földt. Int. Gazd. Adattár. Sz. 136.
31. *Szalai T.*: Vázlat Dorog vidékének, a Szentendre—Visegrád-i hegység és a Nagymaros környékének földtani fejlődéstörténetéhez. Bányászati Lapok. 1953. dec. 12. sz. — 611. old.
32. *Szentes F.*: Előzetes jelentés a dorogi szénmedence hegyszerkezetének vizsgálatáról. 1950. Földt. Int. Gazd. Adattár. Sz. 104.
33. *Szentes F.*: Távlati fúrási terv az Esztergom-i szénmedencében. 1954. Földt. Int. Gazd. Adattár. Sz. 150.
34. *Szőts E.*: Feljegyzés a Szápár és Dorog környéki magas kátránytartalmú kőszénelőfordulásról. 1953. Földt. Int. Gazd. Adattár. Sz. 137/a.
35. *Telegdi Roth K.*: Esztergom vidékének földtani múltja. Földt. Értesítő. III. évf. 2. Bp. 1938. — 42. old.
36. *Telegdi Roth K.*: Paleogén képződmények elterjedése a Dunántúli Középhegység északi részében. Földt. Közl. LIII. 1923. Bp. 1924. — 5. old.
37. *Vadász E.*: A „fornai” széntelep kérdése. Bányászati és Kohászati Lapok. 1939. Jan. — 25. old.
38. *Vadász E.*: Kőszénföldtan. Akadémiai Kiadó. Bp. 1952.
39. *Vadász E.*: Magyarország földtana. Bp. 1953. Akad. Kiad.
40. *Vadász E.*: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. M. Tud. Akad. Műsz. Oszt. Közl. XIV. köt. 1—3. sz. 1954. — 217. old.

41. Vendl A.: Geológia. Tankönyvkiadó. Bp. 1952.
42. Vigh F. és Szentés F.: A dorogi szénmedence hegyszerkezeti és védőréteg viszonyai különös tekintettel a karsztvízveszély elleni védekezésre. Bányászati Lapok. 1952. nov. — 588. old.
43. Vitális I.: Magyarország szénelőfordulásai. Sopron. 1939.
44. Vitális S.: Összefoglaló jelentés a Sárísáp—Nagysáp-i reménybeli szén-területről és a területen ezideig leemélyített fúrásokról. Földt. Int. Gazd. Adattár. Sz. 34.

T. SZALAI:

TEKTONISCHES SCHEMA DES VOM DONAUUELLENBOGEN UMFASSTEN GEBIETES UND DER UMGEBUNG VON NASZÁL

Laut Verfasser schlägt das Streichen der mesozoischen Teilgeosynklinale in der Umgebung Esztergom – Vác eine nordwestliche Richtung ein. Dieser Trog umgibt das Vepor – Gömörzsepesi Erzgebirge, d. h. die binnen dem orogenen Trog liegende steife Scholle. Demnach kann diese als Zwischengebirge, Nucleus, betrachtet werden. Seine Auffassung unterstützt er mit den folgenden sechs Angaben:

1. Der Chocdolomit der Kerngebirge lässt an den Triasdolomit- und Kalkstein Transdanubiens erinnern.

2. Die nordöstlich – südwestliche Streichrichtung des transdanubischen Mittelgebirges erscheint untergeordnet im Gravitationsbild in der Umgebung von Esztergom. Die Richtung scheint von der Donaulinie nördlich einzuschlagen. Das Mesozoikum ist unter der Erdoberfläche von der Umgebung von Esztergom durch die Gegend von Dunaalmás bis Érsekújvár zu verfolgen.

3. Das Streichen des in der gedruckten Zone des gebogenen Körpers liegenden Gerecsé Gebirges ist N – S gerichtet.

Der Rahmen der in der Umgebung von Dorog liegenden Kohlenbecken ist die Folge der tektonischen Effekte. Das herrschende Bild des tektonischen Gefüges betont die O – W streichenden Brüche. Diese Tektonik meldet sich in der Achse des auf Druck in Anspruch genommenen Körpers. Südlich herrschen gemäss der Beanspruchung NW – SO-liche Brüche. Nördlich besitzen wir keine Angaben, da das Gebiet in die Tiefe gesunken ist.

4. Auf dem Gebiet liegen drei Becken:

- a) Szentendre – Visegráder,
- b) Bicske – Doroger,
- c) Tatabányaer.

Je östlicher diese liegen, umso tiefer sind sie und ihre nacheozäne Weiterentwicklung fand umso früher statt.

5. Die Qualität der Kohle hängt mit dem Tektonismus zusammen. Unsere besten Eozänkohlen werden in den für Biegung beanspruchten Gebieten gefunden.

6. Hinsichtlich der Karstwassereinbrüche sind im Gebiete von Dorog – Tokod die ostwestlich orientierten Verwerfungen die gefährlichsten.

Verfasser befasst sich mit dem vulkanischen Kranz des Karpathen-Gebietes. Laut seiner Auffassung hängt die Entstehung dieses Kranzes nicht mit dem Sinken der Ungarischen Tiefebene, sondern mit dem der einzelnen Nucleen zusammen.

Nach Verfasser schliesst sich die Bugyi – Jászberényer gravimetrische Maximumachse der Darno-Linie an.

Auf den Kohlengebieten verweist er auf die Wichtigkeit der Forschung nach den Spurelementen.

A kézirat 1956. április 11-én érkezett be.

A DUNAKÖNYÖK ÉS NASZÁL VIDÉKÉNEK TEKTONIKAI VÁZLATA

SZALAI TIBOR

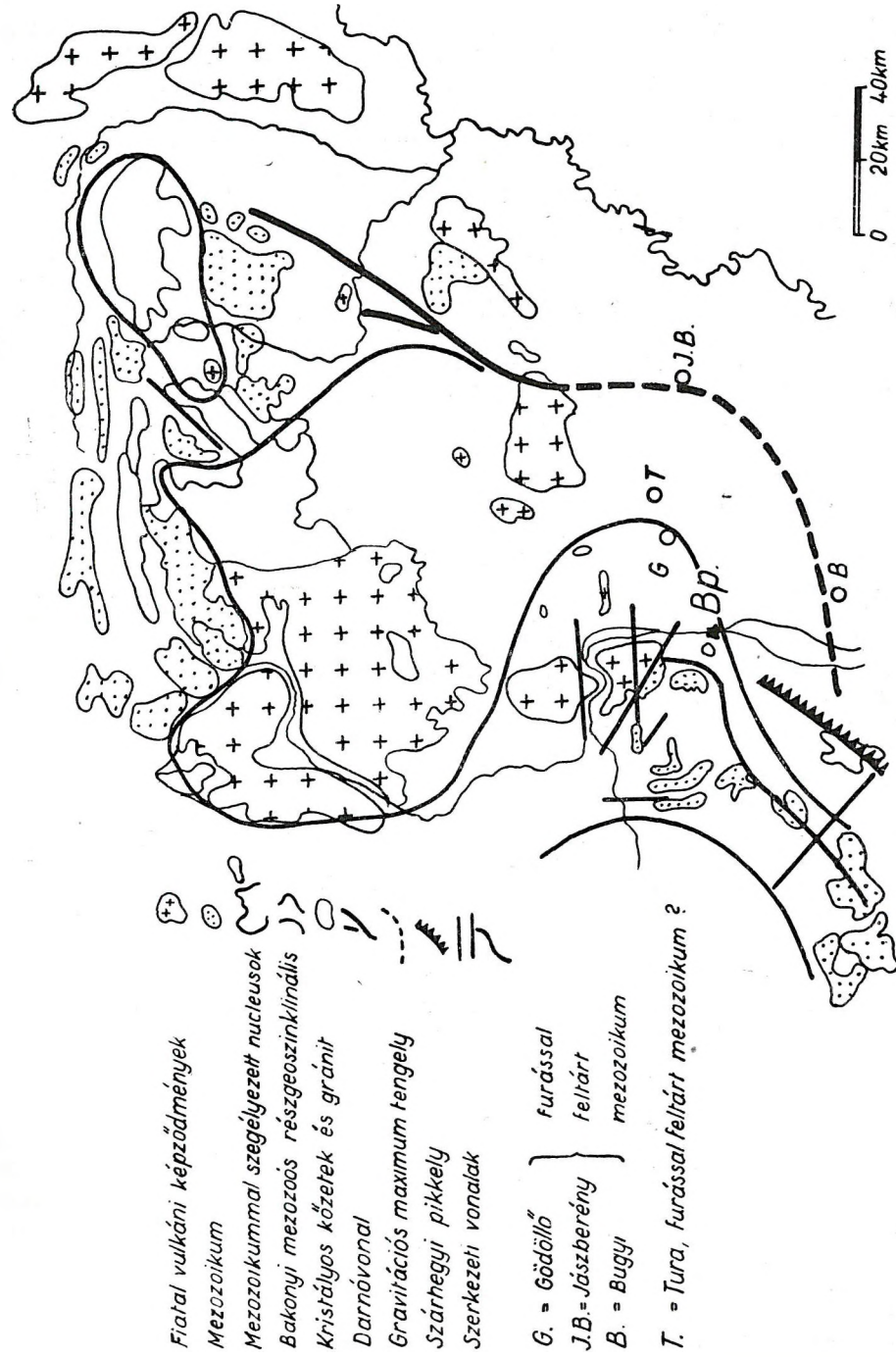
A vizsgálódás tárgyát képező területen az alaphegységet mezozoós üledékek alkotják. Az a részgeoszinklinális, amelyben a mezozoós üledékek kifejlődtek, a Déli Alpoktól északkeleti irányban halad. Ennek felszínén levő üledékei a Keszthely hegységtől kisebb megszakításokkal Vác vidékéig követhetők.

A részgeoszinklinális üledékképződési viszonyaira igen jellemző: a Bakonyban az üledékképződés a kréta végéig, a Gerecsében a titoneocomig, a Pilisben a líaszig, a Balaton felvidéken és a Budai hegység területén a felső triászig ismeretes.

E részgeoszinklinális keleti, Nagy Magyar Alföld felé néző partja már az ókimmériai mozgással kapcsolatban kiemelkedik, a mezozoikumban többé nem kerül víz alá. E részgeoszinklinális üledékképződési medencéje a mai Kis Magyar Alföld felé tolódik el. [A fenyőfői I. számú távlati fúrás szelvénye: 0,00—95,20 m-ig pannon, 95,20—122,10 m-ig eocén tarkaagyag, 122,10—145,00 m-ig nóri dolomit, 145,00—152,00 m-ig karni felső márgacsoport. A fúráshoz közel a község területén a felszínen megvan a felső eocén is. Az eocén itt kiemelkedő jellegű, lehetséges, hogy ez a fúrás egy olyan területrészt tárt fel, amelynek mélybezökkenése csak a felső eocén után történt meg. Ez a területrészt tehát szigetként állhatott ki a felső eocén tengerből. Ha a további kutatások ezt igazolják, ez esetben részgeoszinklinálisunknak nemcsak a Nagy Magyar Alföld felé néző része emelkedett ki az ókimmériai mozgás hatására, hanem e részgeoszinklinális más helyein is ugyanez történt. Így tehát a bakonyi vonulat hasonló e tekintetben az alpesi geoszinklinálishoz. Mindkét területen megtaláljuk a geoszinklinálison belül a küszöbököt.]

Ez üledékképződési viszonyokból az is következik, hogy az a részgeoszinklinális, amely az alpesi hegységek képződés kezdetén a mai Kárpáti medence területén belül a főgeoszinklinális szerepét játszotta, ezt a szerepet fokozatosan elvesztve átadja a mai Nyugati Kárpátok területén húzódó geoszinklinálisnak.

Nem tudjuk biztosan, hogy Vác vidékétől a mezozoós részgeoszinklinális melyik irányban halad. Általános felfogás szerint északkeleti irányban kell keresni ez üledék mélybe szakadt tagjait Vác vidéke és a Bükk hegység közötti területen. Ezt a lehetőséget a gödöllői és a turai mélyfúrásokból való anyag is valószínűsíti az idősebb triászra, de nem bizonyítja. Ugyanis Majzon (3a) szerint csak valószínű, hogy ez a fúrás a triászba jutott. Viszont Vadász (19a) szerint a turai fúrásból a Bükk hegység kőzetére emlékeztető szürke, kalciteres mészkő (karni vagy idősebb triász üledék), a gödöllői mélyfúrából pedig a Budai hegységben ismert dolomitos dachstein mészkő (rhäti üledék) került elő. Feltételezve, hogy a turai fúrásból valóban triász üledékek kerültek elő, mivel a két fúrás egymástól kb. 20 km távolságra fekszik, bár a fúrásokból előkerült mezozoós anyagok rétegtanilag és faciológiaiilag is eltérnek, feltétel nélkül nem vethető el a gondolat, hogy a Budai hegység területén meglevő



1. ábra. Vepor Gömör—Szepesi nucleus

meozoós üledékek ebben az irányban közvetlen kapcsolatban állnak a Bükk hegység meozoós üledékeivel. Lehetséges azonban az is, hogy a Buda vidéki és a bükkhegységi meozoós üledékek a Gödöllő és Tura közötti területen közvetlenül nem érintkeznek egymással. Azonban, még ha az idősebb triászban megvolt a Vepor—Gömör—Szepesi Érchegységtől délre is az összefüggés Buda vidéke és a Bükk között, a fiatalabb triászban ez az összefüggés már hiányzott, amint az a turai és gödöllői fúrások rétegtanilag különböző anyagából megállapítható. Abból pedig, hogy a gömöri karszton megvan a rhäti emelet, a rudabányai hegységben a nori emelet üledéke, a Bükkben azonban a felső triász nem fejlődött ki, illetőleg, ha ki is fejlődött, itt csak a karni emelet üledékei jelennek meg, minthogy pedig a gömöri, rudabánya-tornaszentjakabi és a bükki triász egyazon üledékgyűjtőhöz tartozik (1a), következik, hogy a Bükkhegység területéről észak felé húzódik vissza a triász tenger.

Bármit is fognak a jövő kutatásai megállapítani, ez a megállapítás nem érinti azt a már korábban is kifejtett felfogásomat, mely szerint Esztergom—Vác vidékén a meozoós részgeoszinklinális csapását megváltoztatva északnyugati irányban folytatja útját. Az esetben tehát, ha a geoszinklinális két ágra szakad, egyik ág folytatódik az idősebb triászban a Bükk felé, a másik északnyugati irányban hajlik.

Ez a két ág közrefogja a Veport, a Gömör—Szepesi Érchegységet, azaz az orogén ágon belül fekvő merev rögot, amelyet ezek szerint közbenső tömegnek, nucleusnak tekinthetünk. [A triász geoszinklinális részben vagy teljesen közrefogja ezt a nucleust. A Selmechánya vidéki, a Cserhát és Mátra andezitjei ezt a területet övezik. A Bükk területén andezit erupciók nem voltak. Az Eperjes—Tokaji hegység területén a riolit kitörések hatalmas méreteket öltenek, megvannak itt az andezitek is. A kitörések ideje: szarmata és pannon. Mindebből arra következtek, hogy ezek felszínre jutása általában nem az Alföld mélybesüllyedésével függ össze. A Selmechánya, Cserhát, Mátra vidéki andezitek s egyéb eruptívumok megjelenése a vepori nucleus, az Eperjes—Tokaj hegység területén levő andezit-riolitok megjelenése azonban már az Alföld süllyedésével kapcsolatos. Ha mindenütt az Alföld süllyedésével függénének össze az andezit feltörések, akkor az Alföld peremtől jelentősen É-ra (Selmechánya) nem indokolt az andezitek megjelenése. Ugyanígy nem indokolt ez esetben a Bükk területén az andezitek elmaradása. Mivel pedig a vepori nucleus területén az eruptívumok a miocén derekán törnek felszínre, bár már az eocénben megindul feltörésük (Lahoca), az Eperjes—Tokaj hegység területén pedig a miocén végén és a pliocénben ezek feltörése a területek mélybeszakadásának időpontját rögzíti.

A Szentendre—Visegrádi hegység és a Börzsöny hegység területén az andezitekben zárványként megjelentek a dachstein mészkövet is és a dolomitot, a gránit és egyéb ősközet zárványok mellett (3.). A Cserhát és Mátra területén azonban, noha hasonló tanulmányokat ott is végeztek, a dachstein mészkövet és a dolomitot sehol sem ismerték fel. Idősebb kőzetzárványok azonban ez utóbbi hegységek andezitjeiben is ismeretesek. Ebből az következik, hogy a nucleus szigetként állhatott ki a triász tengerből. — E sziget K-i határa esetleg Parád—Recsk körül vonható meg.

E lehetőség mellett szólnak a recski II. sz. és a parádi III. sz. fúrások feltárta kőzetek. Ugyanis e fúrások feltárta anyag meghatározói lehetségesnek tartják, hogy triász vagy perm képződményekről van szó. — A Bugyi—Jászberény—Gyöngyösorosi graviméteres maximum tengely Oszlaczky (4b. p. 52.) szerint Recskig követhető. Itt kapcsolódik a Darnó vonalhoz. Ezek szerint a Darnó vonal a Mátrán keresztül Bugyiig nyomozható. Lefutása közel párhuzamos a dunazugi mezozoós üledékek alkotta hajlattal. További folytatása nyugatra a Velencei hsg felé tart. E gravitációs maximum tengely az ősi kristályos alaphegységnek szerkezeti vonala. E tengely mentén juthattak felszínre a paleogén andezitek. Lahoca és a Velencei hegység paleogén andezit előjövetelei közt a mélységben mágneses mérések adatai szerint (Haáz I. szíves közlése) Örkénynél és Jászapátnál lehetséges, hogy andezittömegek húzódnak meg.] Az esetben, ha nem fogta volna közre a mezozoós tengerág ezt a területet, a mai Vepor az Alföld mélyébe süllyedt kristályos kőzettel közvetlen kapcsolatban állt a mezozoikumban.

Az Esztergom vidékén északnyugatnak hajló ág és az északalpesi-, kiskárpáti ág, valamint a Keleti Alpok közbezárják a Kisalföld mélybe zökkent rögét. — Mindezekre idézett munkámban rámutattam és rajzban is kifejeztem (13. p. 548—549.).

A délalpesi—bakonyi ág Esztergom—Vác körüli csapás változását az alábbiakban törekszem megvilágítani.

1. A Kiskárpátok, Inovec, Magurák, Zsdjár és Mincsov maghegységek chocsdolomitja a dunántúli triász dolomit- és mészkőtömegekre emlékeztető középső és felső triász üledékekből álló képződmény, mely a dunántúli Középhegység triász képződményeivel egyező körülmények között keletkezhetett (18. p. 96. és 98.).

2. Geofizikusok megállapítása szerint az Esztergom vidéki mezozoikum a Föld felszíne alatt Dunaalmás vidékén keresztül Érsekújvárig nyomozható (Oszlaczky szíves közlése). — „A Dunántúli Középhegység ÉK—DNY-i csapásiránya — írja Facsinay (1) Esztergom környékével kapcsolatban — a gravitációs képből alárendelten jelenik meg területünk NY-i szegélyén. Az irány a Dunavonaltól É-ra látszik kanyarodni.” — A csapásirány dunazugi áthajlására és az É—D-i irányú nyomásra Szentés (16. p. 288.) is utal.

3. Az egykori részgeoszinklinális felszínen levő tagjait vizsgálva az alábbi megállapításokra jutottam:

A Gerecse hegység csapása É—D-i „..... felső triász kori dachstein mészkő a terület váza — írja Staff (9. p. 187.) — s a kemény rideg dolomitok és meszek egyes táblákká törtek szét, amelyeknek nagysága többnyire csak km² és amelyek 15—30°-nyi hajlással többnyire keletnek, vagy nyugatnak dőlnek.” — Vigh Gy. (21) szerint is a Gerecse rögei É—D-i párhuzamos vonulatokat alkotnak. Schmidt E. R. Staffot és Vighet idézve azt írja, hogy a Gerecsében az általános rétegdőlés ÉNy-i. — Vigh ezt É—ÉNy-inak ítélve meg, bevezetőjében általános dőlésirányról ír, de ezt a Vértes—Buda—Pilis—Gerecse hegységre vonatkoztatja. Külön a Gerecsére nézve dőlésirányokról nem szól. A munka csak Lábatlan és Piszke vidékére, tehát a Gerecse északi végére vonatkozik.

Csatolt térképe is ezt a területet ábrázolja. Térképén az uralkodó dölések: DK, DNy, ábrázol térképe ÉNy-i, egy K-i és egy Ny-i dölést is.

Egyébként a törésekkel annyira átjárt területen, mint amilyen a Gerecse is, a hegység csapása rétegdölések alapján mindig nem dönthető el. Ilyen esetben a rögek földrajzi helyzete sokkal többet mondhat a csapásra nézve. Súlyom (7) megállapítása szerint a tatabányai medence É-i és ÉNy-i részén az uralkodó törési irányok csapása É—D.

Mind a hegység topográfiai helyzetéből, mind a csapásmérési eredményekből adódik, hogy ezek az üledékek nem ÉK-i irányban folytatódhatnak, hanem a Gerecse hegység esetében, mely a hajlított mezozoós test magját képezi, ha érintett felfogásomat követjük, az üledékeknek szükség-szerűen ez kell, hogy legyen az orográfiai helyzete és amennyiben későbbi tektonizmus az eredeti csapásirányokat nem változtatta meg, a mérhető csapásirányok is a 360—180° irányokat kell kövessék. Ha más adatom nem volna, csupán a Gerecsének a dunántúli mezozoós középhegységtől a legteljesebb mértékben elütő jellege, már akkor is elgondolásom igazolását látnám.

Vannak azonban egyéb tektonikai adataink is. „Az Esztergom vidéki szénterületen — írja Vitális I. (23. p. 122.) — az alaphegység felső triász korú földolomitja és dachsteini mészköve itt-ott az alsó liász foszlányaival három Ny—K csapásirányú szénteknő keretet alkot a felszínen. É-on a dorogi Kőszikla, középen a Kiskő—Hegyeskő—Köveshegy, Gete hegy, Henrik hegy és délen a Steinriegel—Magos hegy, Pollus hegy földolomitja és dachsteini mészköve helyenként (dorogi Kőszikla) a liász mészkő roncsaival együtt alkotja ezt a hegyhátként kiemelkedő szénteknő keretet.” Az ezen a területen uralkodó orográfiai kép tehát K—Ny-i csapást mutat. *A Dorog környéki szénmedencék kerete a szerkezeti hatások következménye. E szerkezet uralkodó képét a K—Ny csapású törések határozzák meg.* Ez kitűnik Rozlozsnik, Schréter, T. Róth (5), Vigh—Szentés (22) térképeiből egyaránt. Ez a tektonika magyarázza az alaphegység szénkeretnek Vitális megjelölte topográfiai helyzetét is.

Ezek a K—Ny csapású törések ez idő szerint részletesen csak Dorog vidékén vannak rögzítve. Úgy látom azonban, hogy ezek, vagy legalábbis ezeknek egy része, Ny felé tovább követhető. Hasonló kép bontakozik ki a graviméteres mérésekből Dorog vidékétől K-re eső területen. Esztergom s Pilismarót között a graviméteres mérések tanúsága szerint — Facsinay szíves közlése — a Dorog környéki K—Ny csapású törések folytatása megvan a mélységben.

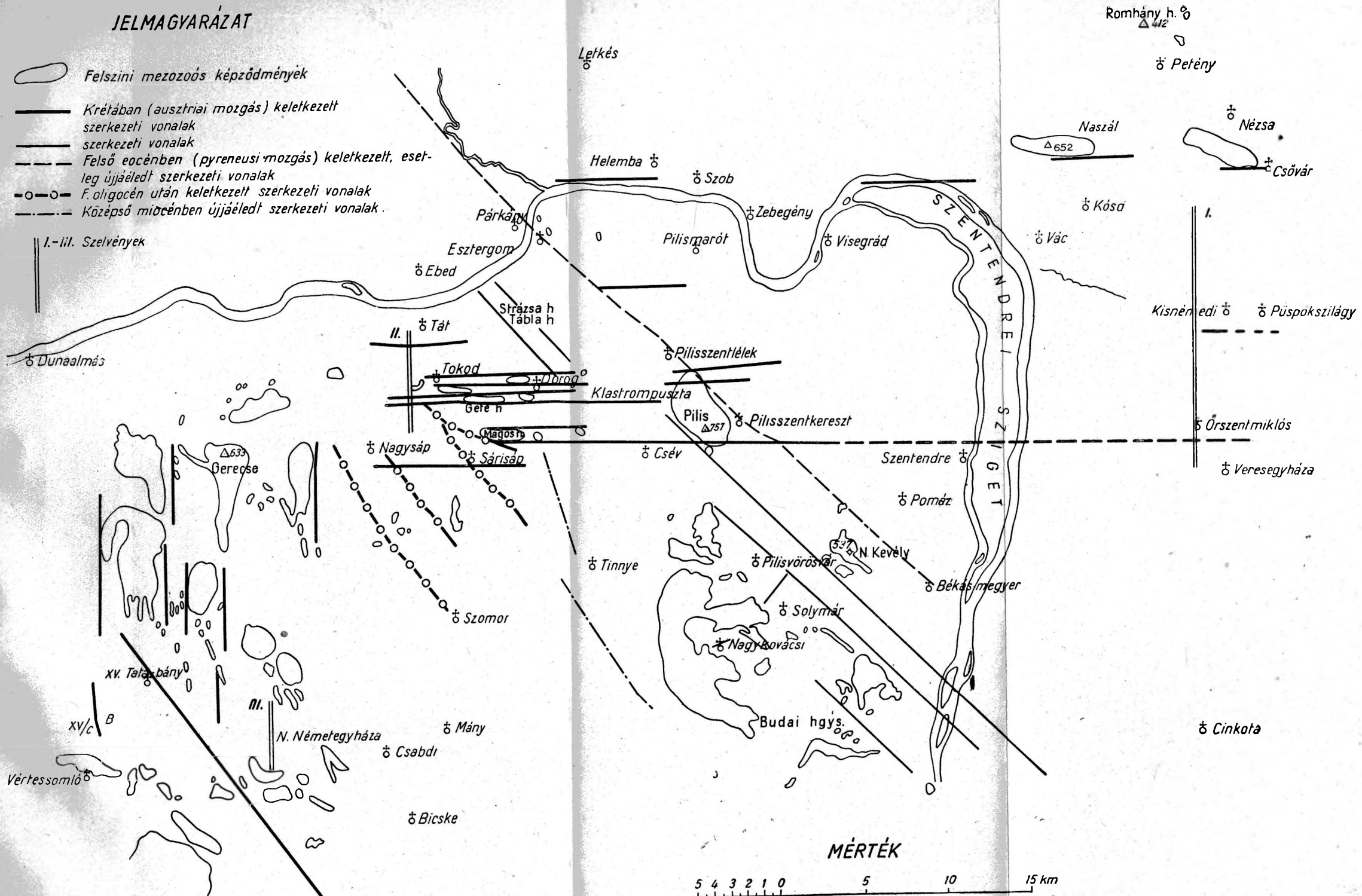
A kősi Naszál környékén részben hasonlóak a tektonikai irányok. Facsinay közlése szerint a graviméteres mérések az egykori bányaműveleti résztől keletre K—Ny-i, a bányaműveleti résztől nyugatra kb. 2,5 km-en keresztül ugyancsak K—Ny-i töréseket állapítanak meg. Itt azonban megváltozik az, 327°-os irányt vesz fel. Naszál északi oldalán valószínűleg ugyancsak K—Ny-i a törés csapása.

Az őrszentmiklósi 8. sz. fúrás a felszín alatt 379,60 m-ben elérte a f. eocén mészkövet. (Ez a fúrás dolomitban állt meg. A harántolt dolomit vastagsága 1,4 m. Lehetséges, hogy elérte a triász alaphegységet, de az is lehetséges, hogy a harántolt dolomit görgeteg az eocénen belül.) — A cin-

JELMAGYARÁZAT

- Felszíni mezozoós képződmények
- Krétában (ausztriai mozgás) keletkezett szerkezeti vonalak
- szerkezeti vonalak
- Felső eocénben (pyreneusi mozgás) keletkezett, esetleg újjáéledt szerkezeti vonalak
- F. oligocén után keletkezett szerkezeti vonalak
- Középső miocénben újjáéledt szerkezeti vonalak

I.-II. Szelvények



2. ábra. Dunazug, Naszáli vidékének vázlatos tektonikai térképe

kotai 2. fúrás 1462 m mélységben eléri a k. eocént, a veresegyházai 1. számú fúrás a f. eocén felszínét 1400 m-ben éri el, az ebedi fúrás valószínűleg ugyancsak az eocénben 614 m-ben állt meg.

Ez adatok mutatják, hogy Dorog—Esztergom és Kósd vidéke közt a mélybezökkent mezozoikum szerkezeti képe ugyanolyan, mint Dorog vidékén. Azaz vannak mélyebbre zökkent és magasabban maradt részei. Mivel pedig ennek a területnek mélybeszakadása a f. eocén után következik be, a szénképződés lápi korszakában itt ugyanolyanok voltak a feltételek, mint például Dorogon. Így tehát a tektonikai árkokban keletkezett szén. (E terület előnye a Dunántúli eocén szénterületekhez képest, hogy itt az infraaligocén denudáció idejében a kiscelli agyag üledékei rakódtak le.) — Az Őrszentmiklósi felemelt szakasz a Dorog vidéki Magos hegy K-i folytatásában fekszik. Lehetséges tehát, hogy ez a Magos hegy K-i mélybezökkent része. Ezt a lehetőséget a Pilis hegy, mely a dorogi kiemelt szakasz (Magos hegy—Gete vonulat) és Őrszentmiklós közt a felszínen van, támogatja. Mintha Kisnémeditől D-re, Püspökszilágytól D-re és DK-re fekvő K—Ny csapású dyke a dorogi kiemelt szakasz É-i fővetőjének folytatását képezné. *Ezek az adatok a szentendrei medence felemelt szakaszától É-ra, így tehát Kósdtól D-re és Őrszentmiklóstól ugyancsak É-ra eső területet szénrevaló kúlatásra érdemesítik.*

Itt említhető meg, hogy szénhidrogénekre a szentendrei medence területén is számíthatunk (14a). Erre utal az Őrszentmiklósra követhető eleváció. Ugyanis Őrszentmiklóson műrevaló szénhidrogén van. Dorog vidékén pedig kátránydús szenek vannak. Az említett területek közti elevált szakaszon is számíthatunk szénhidrogénre. A szentendrei medence területén az említetten kívül számíthatunk szénhidrogén jelenlétére a Pilis mentén az ÉNy—DK-i csapású vetővel párhuzamosan haladó graviméteres maximumokon is. — Medencénk területén a szénhidrogén lehetőségek helyzete azonosnak látszik a Bükk Alföld felőli oldalán feltárt szénhidrogén előjövetelekkel. Nevezetesen a bükki területeken a graviméteres maximumokon műrevaló szénhidrogén előjövetelek ismeretesek.

A dorogi területtől D-re azonban a K—Ny csapású törések helyett az ÉNy—DK csapású törések válnak uralkodókká. *Ez a törési rendszer arra utal, hogy a hajlott részgeoszinklinálisban lerakódott üledékek az É—D-i nyomóerők folytán további hajlítást szenvedve radikálisan feldarabolódtak.*

A Naszál környéki tektonika alapján joggal gondolhatunk arra, hogy a hajlításra igénybevett test tengelyében kialakult tektonikai irányban képezte ki útját Csallóköztől Esztergomig maga a Duna, feltehető, hogy a Dunától É-ra egy darabig még, amint erre a Naszál tektonikai helyzetéből következtethetünk, a K—Ny-i csapás az uralkodó, feltehető az is, hogy északabbra ÉK—DNy-i irányok válnak uralkodóvá. Ez utóbbiakra nézve, mivel itt a mezozoikum a mélybe szakadt és részletes geofizikai mérések nem történtek, adatunk nincsen. [A Föld ősi megmerevedett kérge Sonder (8) szerint ÉK—DNy és ÉNy—DK irányú repedés rendszerű mozaikból áll. Ritkábban megjelenik az É—D és K—Ny irány. A Föld kérgében végbemenő mozgások elsősorban e repedésrendszerekben oldódnak fel. (Megjegyzendő Kraus: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge p. 483. szerint ezek az ősi repedésrendszerek sehol sem állapít-

hatók meg biztosan.) A földrengések epicentrumai is követik e repedés-rendszeret. — Simon (6) földrengési térképén látható, hogy Győr, Komárom, Esztergom, tehát a Duna vonala mentén földrengési zóna húzódik. Komáromban, Esztergomban epicentrumot jelez a térkép. Hazánkban az összes többi földrengési zóna ÉK—DNy, ÉNy—DK irányokat követi, ez az egyetlen, amely a K—Ny csapást adja, ami szintén kihangsúlyozza e terület belső szerkezetének a többitől elütő jellegét. Ezt ama feltevésem igazolására említem, amely szerint a hajlott mezozoós részgeoszinklinális tengelyét a Duna vonala jelezheti. A Duna mentén húzódó jelentős méretű törésre utalnak az ebdi (Dunától É-ra) és az esztergomi (a város D-i bejáratától kb. 500 m-re a Dorog—Esztergom-i út Ny-i oldalán lemélyített E. 12) fúrások. Ugyanis az ebdi fúrás mintegy —480 m-ben valószínűleg az eocénben állt meg, az E. 12 mintegy —280 m-ben érte el a triász-felszínt. Az ebdi és esztergomi említett adatok egyéb magyarázata az, hogy az E. 12 a Strázsa hegy felemelt horsztján fekszik, amely horszt áthúzódik a Duna É-i oldalára is. Az ebdi fúrás pedig már ez ÉNy—DK csapású horszttól DNy-ra esik.】

A mezozoós üledékek hajlításra való igénybevétele mellett szól az is, hogy a külső húzott övben feldarabolódik a mezozoós képződmény. Vác, Csővár, Romhány környéki mezozoós rögök a legkeletibb felszíni előjövetelei ennek a képződménynek. Ezek azok, amelyek a hajlításra igénybevett test legmélyebbre szakadt részéből a felszínen maradtak. Illetve id. Noszky (4a p. 154.) szerint az oligocén után kerültek a felszínre, mint diapirhorsztok. Feltevésem szerint tehát a K—Ny csapású törések legkeletibb részén a mezozoós tömegek darabjai eltávolodtak egymástól. A mezozoós képződmény kivékonyodik.

4. A Dunazug területén geológiai, de részben morfológiai értelemben is három medence fekszik: a) Szentendre—Visegrádi, b) Bicske—Dorogi, c) Tatabányai medencék. *Mindhárom medence területén éppúgy, mint a kisebb medencékben (Pilis, Nagykovácsi, Nagynémetegyháza) a „paleocén” szénképződmény igazolja a medencék „paleocén” előtti kialakulását.*

A Dorogi medencében az eddigi bányaműveletek K—Ny csapású hegyszerkezeti árkokban folynak. Ezeket az árkokat észak és dél felől K—Ny csapású törések határolják. Az árkokat pedig a középhegység területén másutt is ismert egyébirányú törések tagolják. Ez amellest szól, hogy a K—Ny csapású törések a paleocén előtt keletkeztek (ausztriai mozgás).

A kréta korú kéregmozgásokat Schréter (11. p. 47.), Vitális I. (23) és mások egybehangzóan megállapítják. A Ny-i Kárpátokról Andrusov (I a/ p. 169.) megállapítja: „Die grossen tektonischen Einheiten dieser Zone sind aber alle vormalögen.”

Dorogtól D-re a medencék csapása ÉNy—DK. Ugyanilyen csapású árkokban, amelyeket azonban az ÉK—DNy csapású törések részárkokra tördelnek, fekszik a nagykovácsi (Ördögárok) és a pilisi szénterület. A nagykovácsi részárkon belül a paleocén fácies heteropikus. A 31., 41., 47., 51. számú fúrások a lápon belüli eocén szigetecske mellett tanúskodnak. (Lápon belüli szigeteket a tatabányai XIV. akna területén Szébenyi L. is ismer.) Mind Nagykovácsiban, mind pedig Pilisen műrevaló szén-

FÖLDTANI SZELVÉNYEK A DUNAZUG MEDENCÉIN KERESZTÜL

SZERKESZTETTE: Dr. SZALAI TIBOR

I. SZENTENDREI MEDENCE

250m 0 1000m

Cseke h.

+ Penc

Sima

360°

II. DOROGI MEDENCE


100m 0 500 1000m

III. NAGYGYHÁZAI MEDENCE

100m 0 500 1000m

180°

360°

- | | |
|------------------------------------|--|
| 1 andezit telér | 6 keocén-agyag, márga, homok, homokkő |
| 2 faligocén: homok, agyag, homokkő | 7 aeocén-agyag, márga |
| 3 kálígocén: kiscelli agyag | 8 a. liasz: márga, mészkő |
| 4 a. aligocén: mészmárga | 9 triász-dachstein mészkő |
| 5 teocén: mészkő |  szénösszet |

3. ábra.

képződmény csak ez ÉK—DNy-i csapású vetőkkel szegélyezett rész-
árkokban lelhető. Mind a két területen csak egy-egy olyan részárk fe-
szik, amelyben a műrevaló szénképződés feltételei megvoltak. Ez árkokon
kívül számos fúrás tanúskodik a területek improduktivitása mellett.

A Tatabányai területen a szénképződmények közel É—D-i csapású
árkokban fekszenek.

Ezek a medencék továbbfejlődnek. Mégpedig *minél keletebbre fekszenek,
annál mélyebbek és annál korábban következett be az eocén után való tovább-
fejlődésük.* (L. a csatolt szelvényeket.) A medencék között a legnagyobb
mélységet a Szentendre—Visegrádi terület érte el. Itt andezitek törnek fel.
A Bicskei medencében csak a Pilis Ny-i oldalához kapcsolódva ismerünk
kisebb andezitfoltokat (Klastrompuszta, Csév környéke, dorogi Tábla-
hegy). Itt is még igen nagy mélységekkel kell számolni. A terület többi
részén a mezozoikumot kisebb mélységekben érjük el.

Az előadottak igazolására szolgálnak az alábbi adatok. A *Szentendrei
medencével* (a Pilis hegység mentén húzódó ÉNy—DK csapású vető és
a váci rögök közt fekvő területet, ahol az alaphegységet a mélybe zökkent
mezozoikum képezi, nevezem így, ugyanis ez a terület a mezozoós üledékek
helyzetét tekintve medence.) *határos területen* Párkány, Ebed között az
Isten-hegyen a Salgótarjáni Kőszénbánya Rt. fúrása valószínűleg a maga-
sabb eocénben

614 m mélységben —480,10 m-ben állt meg.

A *Szentendrei medence területén* a Veresegyháza 1 sz. fúrás a f. eocén
felszínét

1400 m mélységben —1202,00 érte el.

A Salgótarjáni Kőszénbánya Rt. fúrása a pomázi zsidótemető mellett
a f. oligocénben 301 m-ben kb. +151,00 m-ben állt meg.

Bicske—Dorogi medence területén:

Tát 2 az alaphegység felszínét	607	m mélységben	—493,410 m-ben
Tát 3 „ „ „	593,59	„ „	—483,18 „
Nagysáp 20 „ „	709,50	„ „	—546,419 „
Nagysáp 17 „ „	820,30	„ „	—659,00 „

érte el.

Nagyegyházai medencében:

XXIII. sz. fúrás az alaphegység felszínét 404,00 m mélységben —218,00 m-ben
érte el.

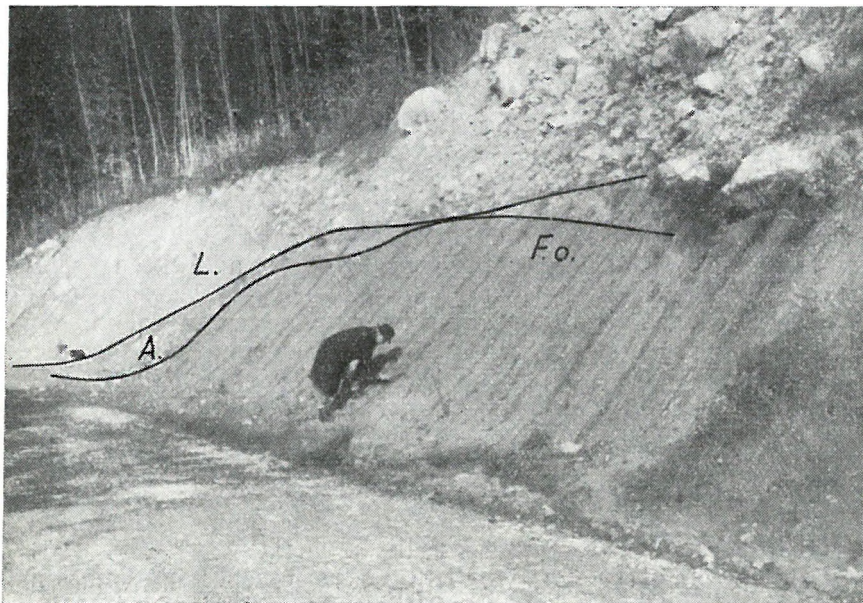
A Tatabányai medencében („B” (XV/b) területen)

1015 sz. fúrás az alaphegység			
	felszínét	470,60 m mélységben	—253,21 m-ben
1069 „ „ „		372,61 „ „	—192,01 „

érte el.

A f. eocén után főleg a peremi területek süllyednek. Megsüllyed a
Szentendrei medence. Ekkor süllyed a Dunától É-ra eső szakasz is. —
A visegrádi—zebegényi a. miocén jelzi a Szentendrei medencének a miocén-

ben való süllyedését. E medence legészakibb szakasza azonban szárazon marad, ugyanis Szob, Helemba, Esztergom körül az andezitek közvetlenül a kattienre települnek. (4. p. 56.) A postoligocén denudáció alatt keletkezett felső oligocén térszín és a reá települő, részben andezittufa, részben



4. ábra. Pilismarót. Hoffmann-kunyhótól É-ra 225 m-re útbevágás feltárása. Lejtőtörmelék —L., Andezittufa —A., F. oligocén —F. o.

Phot. M. dr. Dobos J.

lejtőtörmelék szép feltárása látható a Hoffmann kunyhótól (Pilismarót határa) cca 225 m-re É-ra az útbevágásban (4. ábra). A miocén szárazulat É-i határa Helemba és Letkés között vonható meg. Ugyanis Letkésen megvan a miocén. Az istenhegyi említett fúrás ugyanis nem harántolt miocén üledéket. Így tehát Dorog—Esztergomtól É-ra eső terület is a miocénben összefüggő szárazulat volt. Ennek beszakadása tehát a miocén után következett be. E törésvonal mentén alakult ki a Duna, ez a törésvonal tehát az előbbieket szerint az ausztriai mozgás létrehozta törés újjáéledése. Illetve lehet, hogy egy még korábbi szerkezetnek az újból való újjáéledése (L. Sonder (8) tanulmányát).

A postoligocén denudációs terület Ny felé lehet, hogy összefüggően kiterjedt a Bécsei medencéig. Ugyanis ott a f. oligocénre a k. miocén közvetlenül települ.

A Bicskei medence harmadkorban való süllyedése (2. p. 276) a k. miocénben indul meg, a dorogi rész azonban most is szárazon áll.

A Tatabányai medence új harmadkori süllyedése a pannon előtt következik be.

Ez a jelenség is a már vázolt mechanizmus függvényének tekinthető: a mezozoós képződmények szétdarabolódnak, részben a mélybe süllyednek, kialakulnak a nagy mélységek.

A szénképződés a medencékben kialakult lápokban indult meg anélkül, hogy ez a folyamat kötve lett volna a szinklinoriumhoz (10).

A felső eocén után az alsó oligocén kezdetén a dorogi—tatai terület szárazra került. Egyidejűleg szárazulattá válik az egész Dunántúl. Illetve a Dunántúlnak az a mezozoós alapokon nyugvó keskeny pásztája, amelyen az eocénben üledékképződés volt. Leszámítva a Szentendrei medencét, Buda környékét [újabban a Buzsák 8. számú fúrás is feltárt idősebb oligocént (3 a.)], ahol a mélyebb oligocén tagok is megvannak.

A Dorog—ódorogi bányák és Körtvélyes major környékén a f. eocén hiánya, amely képződmény Tatabányán, a Vértesben, a Budai hegység területén és a Bükkben is transzgresszív jellegű, arra utal, hogy e terület kiemelkedése már a f. eocén előtt megindult (pyreneusi fázis), az egész terület szárazzá válása azonban csak a f. eocén után következik be.

A dorogi területtel szomszédos Esztergom vidékén már megvan a kiscelli agyag, ez a leszakadásnak, vagy a szárazra került terület felemelkedésének időpontját a f. eocén utánra determinálja.

Az eddigi fúrási és felszíni adatok nyomán valószínű, hogy a dorogi és tatabányai kiemelt terület határát a Szentendrei hegység felé Dorog környékén az az ÉNy—DK csapású vető szabja meg, amely Békásmegyertől Pilisszentkereszt, Pilisszentléleken keresztül nyomozható, folytatását a Szentlélek patak jelzi. További folytatását a Garam alsó szakasza jelöli. Ettől a legjobban nyomozható peremtöréstől DNy-ra és ÉK-re is a patakok folyásiránya, a völgyek morfológiai jellege az előbbi iránnyal párhuzamosan futó szerkezeti jellegre utal.

Ennek a kiemelt szakasznak déli határát Tinnye, Szomor, Csabdi, Mátyás körüli húzhatjuk meg. Ugyanis e helységek környékén mélyesztett fúrások sem harántoltak kiscelli agyagot. A kiemelt terület északi határa a Duna vonalától északra húzódik.

A dorog—tatai kiemelt terület a f. oligocénben megsüllyed. Ekkor víz alá kerül Dorog, Tata vidéke, Vértessomló, Dád, Mór, Szápár és az ehhez csatlakozó terület Olaszfaluig. A Dunántúl újból víz alá került szakasza alig több, mint a részgeoszinklinális meghajlított része. Ez a jelenség a szávai mozgással áll kapcsolatban. A süllyedés kezdetén megindult e terület némely részén a szénképződés. A f. oligocénben műrevaló szén az országban sehol másutt nincsen, csak e terület azon részén, amely az oligocén elején szárazzá vált, a f. oligocén elején pedig újból a tenger uralma alá jut (Dorog, Vértessomló, Szápár).

Itt ugyanaz a jelenség ismerhető fel, mint például a Pécs vidéki liász szceneknél is. Ott „... a széntartalmú összlet éles határ nélkül fejlődik ki a rhäti emelet szárazföldi kifejlődésű „telepmentes üledékeiből” — írja Vadász (15/b., p. 215). — A f. oligocén legnagyobb tengermélységei ugyancsak ezen a területen jelentkeznek. Itt a többi f. oligocén tengerrel borított területhez képest egy kis kiterjedésű területről van szó. Annál érdekesebb, hogy e kis kiterjedésű területen mintegy 300 m vastagságú üledéksoron belül találjuk a kb. 30—40 m vastagságú foraminiferás agyagmárgát,

amely a 200 m-t is elérő tengermélység lehetősége mellett tanúskodik. Figyelmet érdemel az is, hogy e korábban szárazon volt területen majdnem fordított az üledékképződési kép, mint például a Szentendre—visegrádi szakaszon. Ez utóbbi területen a f. oligocén fácies abban különbözik az előbbi területtől, hogy itt a f. oligocén kezdetén nyomokban sem jelentkezik a szén és abban, hogy itt nincsen meg a nagyobb mélységre utaló foraminiferás agyagmárga. Bár id. Noszky (4. a., p. 148) szerint a Ny-i és É-i Cserhátban a f. oligocénen belül is „erősen kiscelli agyag típusú” képződmények is ismereteseek.

A terület kiemelt szakaszának egy részén a neogénben tengeri üledék nem képződött, noha a szomszédos területen megvan. Így a terület előbbieken körvonalazott szakasza a felső oligocén után részben szárazra kerül s mindmáig szárazon marad.

A Dunántúlon a miocén vulkánosság jelentős méreteket csak itt, a Dunazug területén ölt. A vulkáni tevékenység zöme a szentendrei területen játszódik le. A hicskei terület K-i peremén ez csak nyomokban jelentkezik.

A harmadkori üledékképződés és vulkánosság sajátzerűsége e terület oszcillációs mozgásával, a K-i részek nagyobb mélységbe való leszakadásával áll kapcsolatban. *A jelenségek pedig a mezozoós talp vázolt tektonikájával hozhatók vonatkozásba.*

5. A terület tektonikájával összefügg a szén minősége. Eocén szeneink között a legjobbak a hajlításra igénybevett mezozoikum területén fekvők (Kösd, Dorog, Tokod, Tatabánya). A kődiak Szádeczky (12. p. 209) szerint részben feketeköszén állapotúak. (A hajlításra való igénybevétel erőteljesen jelentkezik az eocén előtt. Érvényesülnek ezek a hatások a harmadkorban még az oligocén után is.)

A szén minősége függvénye a kalória értéknek és a hamutartalomnak. A hamutartalom a lápokba bekerült detrituszból származtatható. A kalória-érték a szénülés fokának a függvénye. A szénülést befolyásoló legalapvetőbb tényezők a hő és a nyomás.

A szénülés kérdésének megítéléséhez a széntelepek fedőképződményének ismerete is szükséges. Ott nevezetesen, ahol a fedőképződmények a szénülést akadályozó gázokat átengedik, a szénülés magasabb értékei alakulhatnak ki.

A most érintett, az irodalomban lefektetett tényezőkkel a szénülést azonban teljes mértékben megmagyarázni nem tudjuk. Nevezetesen ismerünk olyan eseteket, ahol az egymás felett elhelyezkedett széntelepek szénülési fokában jelentős különbségek mutatkoznak. Így például a nagykovácsi területen, ahol 5 telepet ismerünk, a II. telep szolgáltatja a legjobb minőségű szenet, noha mind az 5 telep képződési viszonyai közel azonosak. Azonos tektonikai erők érték a telepeket. A telepek fedőrétegei sem mutatnak olyan jellegeket, amelyek a különbségeket megmagyaráznák. Fontos tudományos és lehetséges, hogy gyakorlati értékkel is bíró eredményekhez érkezhetnénk, ha ezeket az egymás felett települő szénrétegeket nyomelemek és radioaktív anyagok szempontjából tennők vizsgálat tárgyává. Lehetséges, hogy a nyomelemek között akad olyan, amely katalizátorként szerepel a szénülés során. Lehetséges azonban az is, hogy

azok a széntelepek, amelyek minőségileg jobbak, nagyobb mértékben tartalmaznak radioaktív anyagokat és ezek bomlása révén termelődő hő az, amely a szénülést sietteti. — A kérdés csak akkor dönthető el, ha az egyes szénrétegek részletekbemenő vizsgálata egyszer megtörténik. Szalay S. (15) végzett ilyen irányú vizsgálatokat. Ezek áttekintést nyújtanak, de mivel a vizsgálati anyag az egyes szénösszletekből és nem az összleteken belüli telepekből külön-külön vétetett, az újabb és a nyomelemekre kiterjedő vizsgálat indokolt.

6. A fent vázolt tektonika a karsztvízbetöréseket is befolyásolja.

Az előadottakból következik, hogy a K—Ny csapású vetők, minél keletebbre vagyunk, annál nyitottabbak. A K—Ny csapásúak olló-szerűen szétnyílnak, utal erre Vigh F. (20) is. Így tört elő például a sárisápi karsztforrás. Ez a tektonika magyarázza, hogy itt a vízbetörések főleg K—Ny csapású vetők mellett történtek (17., 20.). Venkovits I. (24) szerint itt a vízbetörések az É—D csapású vetők mentén, Schmidt E. R. (10a) szerint a dorogi szénmedencében a fővízbetörések az ÉNy—DK-i csapású vetők mentén történnek. Schmidt példaként a Nagygye és a Magoshegy közötti részen ÉNy—DK-i irányba futó árkokat és bérceket említ. Ezek az árkok és bércek itt valóban megvannak, azonban ezek itt csupán mint másodrendű irányok foghatók fel. Kétségtelen ugyanis, hogy a medencének ezen a szakaszán még a fő tektonikai irány közel K—Ny-i. — E kérdéssel kapcsolatban Dorog vidékén a legtöbb megfigyelést Székely (17) gyűjtötte. *Szerinte ezen a területen a K—Ny csapású vetősíkokat kell a vizsáállítás szempontjából legveszélyesebbnek tekinteni.* Ez annál inkább nem áll ellentétben Venkovits lokálisan helyes megfigyelésével, mivel a K—Ny csapású vetők keresztezik az ugyancsak „paleocén” előtti É—D csapású vetőket. — Van példa ÉNy—DK-i irányú vízbetörésre is. — Ugyanakkor azonban a dunántúli középhegység többi részén, főképpen az ÉNy—DK-i csapású vetők mellett törnek fel a karsztvizek. Kétségtelen, hogy a vetők diszjunktivitásának van szerepe a vízbetöréseket illetőleg (példa erre Dorog vidéke is, ahol a K—Ny csapású vetők a diszjunktívek), amint azt Schmidt hangsúlyozza és amint arra Szalai (14) kézirati, de közkézen forgó jelentése is rámutat: „Vízügyi vonatkozások során a harántvetők karsztvíz szempontjából való fontosságára, továbbá arra mutatok rá, hogy a hajlításra igénybevett szakaszokon húzódnak azok a diszjunktív jellegű harántvetők, melyek mentén a karsztvízbetörések a legerőteljesebbek.” A vízbetörések veszélye függ azonban attól is, hogy a vetők síkját, akár diszjunktívek azok, akár nem, vízétzáró vagy vízetáteresztő közeg tölti ki.

Hat pontba foglaltam azokat az adatokat, amelyekkel felfogásomat alátámasztani törekedtem. A lefolyt eseményeket rekonstruálni nehéz, de a részletjelenségek láncbafűzhetők. Akár ellene fordulnak, akár nem, a láncot alkotó jelenségek megvannak és az előadott módon megkísérleltem azokat magyarázni. Az elkövetkező kutatások hivatottak a felvetett kérdést véglegesen igazolni, az igazolás egyik módját a Dunától É-ra eső területeken végzendő kutatófúrások szolgálják majd. Mivel pedig ezen a szakaszon: a Gerecse folytatása és a Strázsa-hegyi felemelt horszt csapása közti területen kereshetjük a Dorogi medence folytatását, ennek feltárása

nem késhet sokáig. — A dunántúli eocén szénelőfordulások megfelelőjét a Dunától É-ra, az egykori mezozoós részgeoszinklinális üledékeihez csatlakozva, várhatjuk. Ha a dorogi medence É-i folytatásának feltárása véglegesen nem dönti el a kérdést (ugyanis lehet vélemény, mely szerint a hajlításmentes részgeoszinklinális széles volt), a Gerecse—Érsekújvár vagy még É-abbra eső terület megfúrása végleges választ ad.

I R O D A L O M

- I. *Andrusov D.*: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. Mitt. d. geol. Ges. in Wien Bd. XXX. 1937.
1. *Facsinay L.*: Gravitációs mérések eredményei a hazai szénterületeken (kézirat). Előadva: a Pécsi Geofizikus Ankéten 1954. X. 21-én.
- 1a. *Balogh K.*: Az Északmagyarországi triász rétegtana. Földt. Közl. LXXX. 7—9, 1950.
2. *Jaskó S.*: A bicskei öböl fejlődéstörténete stb. Beszámoló a Földt. Int. vitatüléseinek munkálatairól. V. 5. 1943.
3. *Lengyel E.*: Dunazug hegységi andezitek zárványai stb. Földt. Közl. LXXXI. 4—6, 1951.
- 3a. *Majzon László*: Kőolajforrásaink újabb rétegtani eredményei. Földtani Közl. LXXXVI. k. 1946.
4. *id. Noszky J.*: Adatok az Ipoly-völgy hidrológiájának ismeretéhez. Hidr. Közl. XIV. 1932.
- 4a *id. Noszky J.*: A Cserhát-hegység földtani viszonyai. — Magyar Tájak földtani leírása. Kiadja: a Földtani Intézet 1940.
- 4b *Oszlaczky Sz.*: A Nagyalföldi geofizikai kutatások stb. M. T. Akadémia 1952.
5. *Rozlozsnik P.*: Schréter Z. — Telegdi Roth K.: Az Esztergom vidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. Földt. Int. kiadványa 1922.
6. *Simon B.*: A magyar medence földrendési térképe. Földt. Közl. LXIX. 10—12, 1939.
7. *Sólyom F.*: Az északi Vértes és a déli Gerecse földtani felvétele. Földt. Int. Évi jel. 1950-ről.
8. *Sonder R. A.*: Die Lineamenttektonik u. ihre Probleme. Eclogae Geologicae Helvetiae. Vol. 31. No. 1. — 1938. Basel.
9. *Staff J.*: Adatok a Gerecse-hegység stratigrafiai és tektonikai viszonyairól. Földt. Int. Évk. XV. 3. 1906.
10. *Schmidt E. R.*: A dunántúli magyar Középhegység ÉK-i részének hegy-szerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata. Bány. Lapok LXXXV. 1, 1952.
- 10a *Schmidt E. R.*: A geomechanikai szemlélet szerepe a karsztvízkutatásban és a karsztvíz elleni védekezésben. Bány. Lapok LXXXVII. 9, 1954.
11. *Schréter Z.*: Az esztergomi barnaszénterület karsztvize. Hidr. Közl. I. 1921.
12. *Szádeczky-Kardoss E.*: Szénközettan. 1952.
13. *Szalai T.*: Adatok a Dunántúl hegyszerkezetéhez stb. Bány. Lapok LXXXIV. 10. 1951.
14. *Szalai T.*: Jelentés a várpalotai lignitterületen végzett földtani felvételtől. (Kézirat 1950. Földtani Intézetben.)
- 14a *Szalai T.*: Igazgatói jelentés az 1948. évről. Földt. Int. 1952.
15. *Szalay S.*: Hazai kőszén radiológiai vizsgálata. Akadémia M. T. O. közleményei V. 3. 1952.

16. *Szentes F.*: Hegyszerkezeti megfigyelések a budai Nagykevély környékén. Földt. Közl. LXIV. 10–12. 1934.
17. *Székely L.*: Az esztergomi szénmedence gyakorlati karsztvíz problémái. Bány. és Koh. Lapok LXXXI. 5. 1948.
18. *Telegdi Róth K.*: Magyarország geológiája. Pécs 1929.
19. *Vadász E.*: Szénképződés, hegyképződés és bauxitkeletkezés Magyarországon. Bány. és Koh. Lapok LXIII. 10. 1930.
- 19a *Vadász E.*: A magyar Alföld mélyszerkezete. Természet és Társadalom 1955. IX. 9.
20. *Vigh F.*: Hozzászólás Schmidt E. R. előadásához. Bány. Lapok LXXXVII. 9. 1954.
21. *Vigh Gy.*: Führer in das Gerecse Gebirge nach Lábatlan und Piszke. Führer etc. 1928. Földt. Int. kiadványa.
22. *Vigh F—Szentes F.*: A Dorogi szénmedence hegyszerkezeti és védőréteg viszonyai. Bány. Lapok. 1952.
23. *Vitális I.*: Magyarország szénelőfordulásai. Sopron, 1929.
24. *Venkovits I.*: Adatok a dorogi mezozoós alaphegység szerkezetével kapcsolatos üregekhez és vízjáratokhoz. Hidr. Közl. XXIX. 1949.

EGYESÜLETI HÍREK

A Magyar Geofizikusok Egyesülete 1956. szeptember 24. és 26. között Budapesten és Tihanyban ankétot rendezett, amelyen a Kárpát-medence regionális geofizikájával kapcsolatos kérdéseket vitatták meg.

Az ankét értékelésével az 1956. október hó 8-án tartott elnökségi ülés foglalkozott. Az elnökség megállapítása szerint az ankét iránt külföldön és belföldön egyaránt kielégítő volt az érdeklődés s komoly sikernek kell tekinteni, hogy az ankéton a geológusok nagy számmal vettek részt. Voltak azonban hiányosságok is: az előadások anyagát a külföldiek nem kapták meg előre, a fiatalok nem kapcsolódtak be az ankét szervezési munkáiba, a vezetőség nem tartott előzetes megbeszélést s így a rendezés sok tekintetben rögtönzött volt.

Az 1956. október 8-i elnökségi ülés a következő határozatokat hozta:

A Geofizikai Közlemények 1957. évi első száma részben teljes terjedelmében, részben kivonatossan közli az ankéton elhangzott előadásokat.

Az Egyesület minden év szeptemberében tudományos ankétot rendez külföldi vendégek meghívásával.

Az ankét szervezési munkáiban résztvevő tagokat (*Barta Györgyné, Kilényi Tamás, Nyitrai Tibor és Suloky István*) köszönőlevélben és könyvjutalomban részesíti.

Balkay Bálintot — aki az előadásokat tolmácsolta és a külföldi vendégeket kalauzolta — az Egyesület a Földtani Kutatás kiváló dolgozója címre és pénzjutalomra terjeszti fel.

Az Egyesület 1956. évi munkatervére hozott határozatok a közbejött események miatt nem voltak végrehajthatók. 1956. október 19-én előadóülés volt, amelyen *Oláh Tóth Sarolta* «A Bouguer-anomália számításánál alkalmazandó sűrűségi tényező vizsgálata» címmel tartott előadást. A tervezett további előadóüléseket már nem tarthattuk meg.

Fontos határozatokat hozott az elnökségi ülés a műszer és műszaki fejlesztés kérdéseivel, valamint az 1957-ben rendezendő olajankétal kapcsolatban. Foglalkozott továbbá a jogi tagság, az oktatási program az 1957. évi költségvetés kérdéseivel s a Kínában dolgozó tagokkal való kapcsolat felvételével. Az ülésen elhangzott javaslatokat és bejelentéseket vita követte.

TARTALOM

<i>Annau Edgár és Posgay Károly: A talajnyugtalanág</i>	3
<i>Barta György: A gravitációs tér időbeli változásáról</i>	7
<i>Bendefy László: Módszer szintváltozások abszolút mértékének meghatározására</i>	15
<i>Bergh Árpád és Stegena Lajos: A geokémiai szénhidrogénkutatás néhány módszertani kérdéséről</i>	21
<i>Bergh Árpád—Gedeon Arzén—Stegena Lajos: A folyóvizek nehézfémvizsgálatain alapuló geokémiai kutató eljárásról</i>	31
<i>Posgay Károly: 1955. évi szeizmikus mérések az esztergomvidéki szénmedencében</i>	39
<i>Szalai Tibor: A Dunakönyök és Naszál vidékének tektonikai vázlata</i>	49

CONTENTS

<i>E. Annau and K. Posgay: Agitation of the soil</i>	3
<i>G. Barta: About the periodic variation of the gravity field</i>	7
<i>L. Bendefy: Method for the determination of the absolute measure of level variations</i>	15
<i>A. Bergh and L. Stegena: Some methodical questions of geochemical hydrocarbon researches</i>	21
<i>A. Bergh—A. Gedeon—L. Stegena: Geochemical research method based on the analysis of heavy metals in river-waters</i>	31
<i>K. Posgay: Seismic survey in the coal-basin of Esztergom, 1955</i>	39
<i>T. Szalai: Tektonisches Schema des vom Donauellenbogen umfassten Gebietes und der Umgebung von Naszál</i>	49